

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Martin Hložek

**REGIONÁLNÍ MORFOLOGICKÉ ROZDÍLY ÚDOLNÍ
SÍTĚ JIZERSKÝCH HOR**

**DIFFERENCES IN MORPHOLOGY OF THE VALLEYS IN
THE JIZERSKÉ HORY MTS.**

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Varnsdorf 2012

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Varnsdorf, 20. 7. 2012

.....

podpis

PODĚKOVÁNÍ

Chci tímto poděkovat vedoucímu mé diplomové práce RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D., který věnoval svůj čas a poskytnul mi důležité rady, připomínky a potřebné materiály. Děkuji také rodině, která mě podporuje během studia, a Báře.

ABSTRAKT

Diplomová práce se zabývá charakteristikami říční sítě v oblasti Jizerských hor, jejíž vývoj byl poznamenán neotektonickými pohyby. Z tohoto důvodu je hlavním tématem práce vyhodnocení 30 podélných profilů vodních toků, klasifikovaných do čtyř kategorií v závislosti na tvaru profilu. Z průběhu příčných profilů, sestrojených na pěti vybraných tocích, je rovněž patrné tektonické ovlivnění. V oblasti Malé a Velké Jizerské louky byly sledovány změny v průběhu toků Jizerky a Jizery mezi lety 1938–2012.

Na základě vyhodnocených výsledků bylo zjištěno, že oblastí nejvíce postiženou neotektonickou činností je severozápadní (povodí Jeřice) a severní (povodí Smědé) svah Jizerských hor. Neotektonické pohyby se projevují zejména v příčných profilech Smědé, Kwisy a Jizery. Z porovnání průběhu toků v letech 1938–2012 vyplynulo, že intenzita boční eroze má maximální hodnoty 0,2–0,5 m/rok.

Klíčová slova: Jizerské hory, neotektonika, podélný profil, příčný profil, říční síť, změny průběhu koryta

ABSTRACT

This Master thesis focuses on a river network characteristics in the Jizerské hory Mts., northern Bohemia. This part of the Czech Republic represents an area, which was during Tertiary and Pleistocene affected by neotectonic movements. Therefore, 30 longitudinal profiles of selected rivers were constructed to determine areas influenced by tectonics most intensively. These profiles were classified into four categories according to shape of profile curve. Also valley cross sections were made on five selected rivers. Additionally, the Jizera and Jizerka rivers were studied to assess changes of their streams in the period of 1938–2012.

On the north-western (the Jeřice river catchment) and northern (the Smědá river catchment) slopes of the Jizerské hory Mts., areas most affected by neotectonic movements were detected. Tectonically controlled valley cross sections are distinctive on the Smědá, Jizera and Kwisá rivers. On the Jizerka and Jizera rivers, lateral erosion rate ranges up to 0,5 m/year.

Key words: the Jizerské hory Mts., neotectonics, longitudinal profile, valley cross section, river network, channel changes

OBSAH

1. Úvod	13
2. Charakteristika zájmového území	14
2.1 Vymezení a poloha zájmového území	14
2.2 Geologické poměry	14
2.2.1 Tektonické poměry	17
2.3 Geomorfologická charakteristika území a vývoj reliéfu	20
2.3.1 Smrčská hornatina	22
2.3.2 Jizerská hornatina	23
2.3.3 Vývoj údolní sítě Jizerských hor	24
2.3.4 Říční terasy	26
2.4 Morfometrické charakteristiky území	28
2.4.1 Rozložení nadmořských výšek	28
2.4.2 Sklonitost svahů	30
2.4.3 Orientace svahů	32
2.4.4. Relativní výšková členitost	34
2.5 Hydrografie	35
2.6 Klimatické poměry	39
2.7 Půdní poměry	41
2.8 Flóra a fauna	42
2.8.1 Flóra	42
2.8.2 Fauna	42
3 Použité metody	44
3.1 Terénní výzkum	44
3.1.1 Georeferencování snímků a vektorizace toků	44
3.2 Morfometrické charakteristiky zájmového území	46
3.3 Řádovost toků dle Strahlera v prostředí GIS	48
3.4 Podélné profily	48
3.5 Příčné profily	54

3.6 Analýza půdorysu údolní sítě	55
3.7 Hustota říční sítě	55
4. Výsledky	57
4.1 Změny průběhu toku Jizerky a Jizery mezi lety 1938 a 2012	57
4.2 Podélné profily	59
4.3 Příčné profily	64
4.3.1 Příčné profily Bílé a Lužické Nisy	64
4.3.2 Příčné profily Jizery	64
4.3.3 Příčné profily Kamenice	65
4.3.4 Příčné profily Kwisy	66
4.3.5 Příčné profily Smědé	67
4.4 Uspořádání říční sítě	67
4.5 Hustota říční sítě	70
5. Diskuze	73
5.1 Změny průběhu toku Jizerky a Jizery mezi lety 1938 a 2012	73
5.2 Rozbor podélných profilů	74
5.3 Kategorie podélných profilů	79
5.3.1 Profily kategorie 1	79
5.3.2 Profily kategorie 2	79
5.3.3 Profily kategorie 3	80
5.3.4 Profily kategorie 4	81
5.4 Oblasti s podobným průběhem podélných profilů	81
5.5 Příčné profily	82
5.5.1 Příčné profily Bílé Nisy/Lužické Nisy	82
5.5.2 Příčné profily Jizery	83
5.5.3 Příčné profily Kamenice	84
5.5.4 Příčné profily Kwisy	84
5.5.5 Příčné profily Smědé	85

6. Závěr	87
7. Použité zdroje	88
7.1 Literatura	88
7.2 Elektronické zdroje	96
7.3 Mapové podklady	97
7.4 Použité programy	98
8. Přílohy	99

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 2.1: Vymezení zájmového území.	14
Obr. 2.2: Geologická mapa Jizerských hor (bez kvartérního pokryvu).	15
Obr. 2.3: Hlavní zlomové struktury v oblasti Jizerských hor.	19
Obr. 2.4: Přehledná tektonická mapa oblasti Jizerských hor.	19
Obr. 2.5: Geomorfologické členění Jizerských hor.	21
Obr. 2.6: Říční terasy Smědé.	28
Obr. 2.7: Rozložení nadmořských výšek Jizerských hor.	29
Obr. 2.8: Zastoupení výškových kategorií v Jizerských horách.	30
Obr. 2.9: Sklonitost svahů na území Jizerských hor.	31
Obr. 2.10: Sklonitost svahů na severním zlomovém svahu.	31
Obr. 2.11: Zastoupení kategorií sklonitosti svahů v Jizerských horách.	32
Obr. 2.12: Orientace svahů v Jizerských horách.	33
Obr. 2.13: Zastoupení kategorií orientace svahů v Jizerských horách.	33
Obr. 2.14: Relativní výšková členitost.	34
Obr. 2.15: Říční síť Jizerských hor.	35
Obr. 2.16: Vymezení povodí v Jizerských horách.	36
Obr. 2.17: Klimatická klasifikace české části Jizerských hor.	40
Obr. 2.18: Půdní typy české části Jizerských hor.	41
Obr. 2.19: Potenciální přirozená vegetace v české části Jizerských hor.	43
Obr. 3.1: Klad leteckých snímků.	45
Obr. 3.2: Určení bodu ležícího nejdále od spojnice pramen–ústí.	51
Obr. 3.3: Zobrazení typů podélných profilů na základě klasifikace podle jejich tvaru.	54
Obr. 4.1.: Rozdělení toků Jizery a Jizerky na úseky.	58
Obr. 4.2: Rozmístění podélných profilů a lokalizace morfotektonických lineací.	62
Obr. 4.3: Klasifikace údolí dle tvaru podélných profilů.	63
Obr. 4.4: Řádovost toků dle Strahlerovy klasifikace.	68
Obr. 4.5: Orientace údolí v Jizerských horách.	70
Obr. 4.6: Hustota říční sítě v české části Jizerských hor.	71

Obr. 4.7. Hustota morfotektonických lineací v české části Jizerských hor.	72
Obr. 5.1: Rozbor faktorů ovlivňujících anomálie v podélných profilech.	75
Obr. 5.2: Příklad profilu z kategorie 1.	79
Obr. 5.3: Příklad profilu z kategorie 2.	80
Obr. 5.4: Příklad profilu z kategorie 3.	80
Obr. 5.5: Příklad profilu z kategorie 4.	81
Obr. 5.6: Vymezení areálů s podobným průběhem podélných profilů.	82
Obr. 5.7: Dosah kontinentálního zalednění na severním svahu Jizerských hor.	86

SEZNAM TABULEK

Tab. 2.1: Geomorfologické členění celku Jizerské hory (IVA-6).	22
Tab. 3.1: Přesnost georeferencování leteckých snímků.	46
Tab. 4.1: Údaje o sinuositě a poloze na sledovaných úsecích Jizery a Jizerky.	57
Tab. 4.2: Změny délky zkoumaných úseků Jizery a Jizerky	58
Tab. 4.3: Charakteristiky sledovaných podélných profilů.	61
Tab. 4.4: Klasifikace podélných profilů dle jejich průběhu.	63
Tab. 4.5: Charakteristiky příčných profilů Bílé/Lužické Nisy.	64
Tab. 4.6: Charakteristiky příčných profilů Jizery.	65
Tab. 4.7: Charakteristiky příčných profilů Kamenice.	66
Tab. 4.8: Charakteristiky příčných profilů Kwisy.	66
Tab. 4.9: Charakteristiky příčných profilů Smědé.	67
Tab. 4.10: Statistika orientace údolí v Jizerských horách.	69
Tab. 5.1: Souhrnné charakteristiky sledovaných úseků toků	74

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha A: Podélné profily toků 4. řádu dle Strahlera.	99
Příloha B: Příčné profily vybraných toků a jejich lokalizace	104
Obr. B1: Rozmístění příčných profilů Bílé a Lužické Nisy.	104
Obr. B2: Rozmístění příčných profilů Jizery.	105
Obr. B3: Rozmístění příčných profilů Kamenice.	106
Obr. B4: Rozmístění příčných profilů Kwisy.	107
Obr. B5: Rozmístění příčných profilů Smědé.	108
Obr. B6: Příčné profily Bílé a Lužické Nisy.	109
Obr. B7: Příčné profily Jizery.	109
Obr. B8: Příčné profily Kamenice.	110
Obr. B9: Příčné profily Kwisy.	110
Obr. B10: Příčné profily Smědé.	111
Příloha C: Největší změny v průběhu toku Jizery a Jizerky	112
Obr. C1: Tok Jizery s největšími změnami v poloze koryta.	112
Obr. C2: Tok Jizerky s největšími změnami v poloze koryta.	113

1. ÚVOD

Tato práce se zabývá regionálními rozdíly v morfologii údolní sítě Jizerských hor. Oblast Jizerských hor je zajímavou lokalitou z hlediska třetihorní a pleistocénní tektonické aktivity. Tektonický výzdvih, který měl největší intenzitu v eocénu a oligocénu (Balatka, 2009b), zapříčinil zejména vznik výrazného severního svahu pohoří a tektonicky založených údolí Kwisy a Male Kamienne.

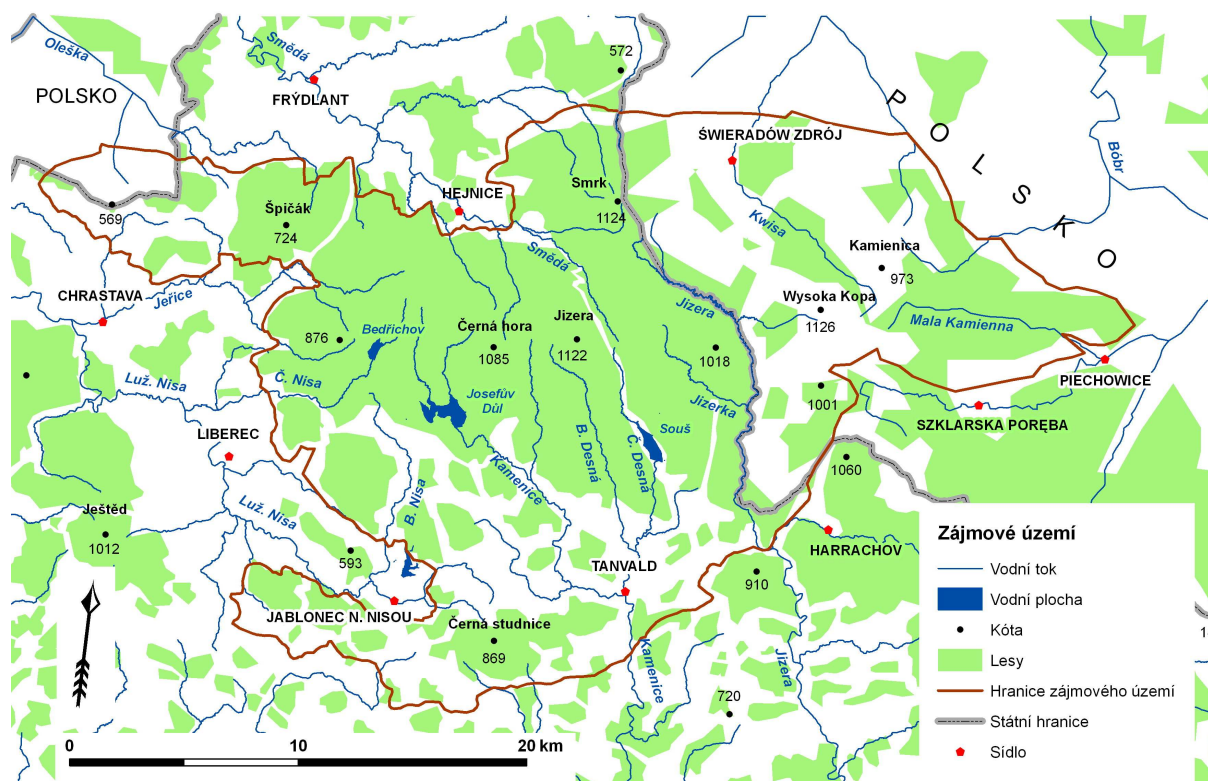
Neotektonické pohyby způsobily v oblasti Jizerských hor změnu odvodnění a uspořádání údolní sítě. Směr a spád velké části vodních toků v Jizerských horách je ovlivněn existencí tektonických linií a horninovou homogenitou. Tím se Jizerské hory značně liší od sousedních Krkonoš, charakterizovaných horninovou heterogenitou a nevýraznými projevy tektonické činnosti (Pilous, 2009). Morfotektonický vývoj střední části Jizerských hor popisují především Migoń a Potocki (1996), kteří rozšiřují práce Oberce (1975) a Migońe (1995). Projevy tektonické činnosti jsou patrné i z tvaru podélných a příčných profilů vodních toků. Konstrukcí a vyhodnocením profilů na vybraných tocích české i polské části Jizerských hor se zabývají pouze Migoń a Potocki (1996). Obecné charakteristice uspořádání údolní sítě Jizerských hor je věnována pozornost až v posledních letech (Pilous, 2009). Změny v průběhu toku Jizery na Velké Jizerské louce vyhodnocují Kasprzak a Traczyk (2011). Z množství dosud publikované literatury vyplývá, že problematice údolní sítě Jizerských hor bylo věnováno jen několik prací přinášejících základní poznatky. Neexistuje práce, která by analyzovala údolní síť na české i polské straně pohoří.

Základním cílem diplomové práce je zhodnocení vlivu tektonických poměrů na údolní síť Jizerských hor, porovnání morfologie údolí v odlišných částech pohoří a prokázání odlišného vývoje údolí v severně orientovaném svahu pohoří. Dalším cílem je zhodnocení změn polohy koryta Jizery a Jizerky na vybraných úsecích mezi lety 1938–2012 na základě studia leteckých měřických snímků.

2 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

2.1 Vymezení a poloha zájmového území

Zájmovým územím je geomorfologický celek Jizerské hory (sensu Balatka, 2009a) a přilehlé oblasti Frýdlantské pahorkatiny, Žitavské pánve, Krkonošského podhůří a Ještědsko-kozákovského hřbetu; na polské straně k Jizerským horám přiléhají části celků Pogórze Izerskie, Obniżenie Żytawsko-Zgorzeleckie a Karkonosze. Do přilehlých oblastí zasahují sledované podélné a příčné profily vodních toků. Zájmová oblast se rozkládá na území Libereckého kraje v severních Čechách a v Dolnoslezském vojvodství na jihozápadě Polska (viz obr. 2.1 a 2.5). Většina české části pohoří má od roku 1968 statut chráněné krajinné oblasti Jizerské hory.



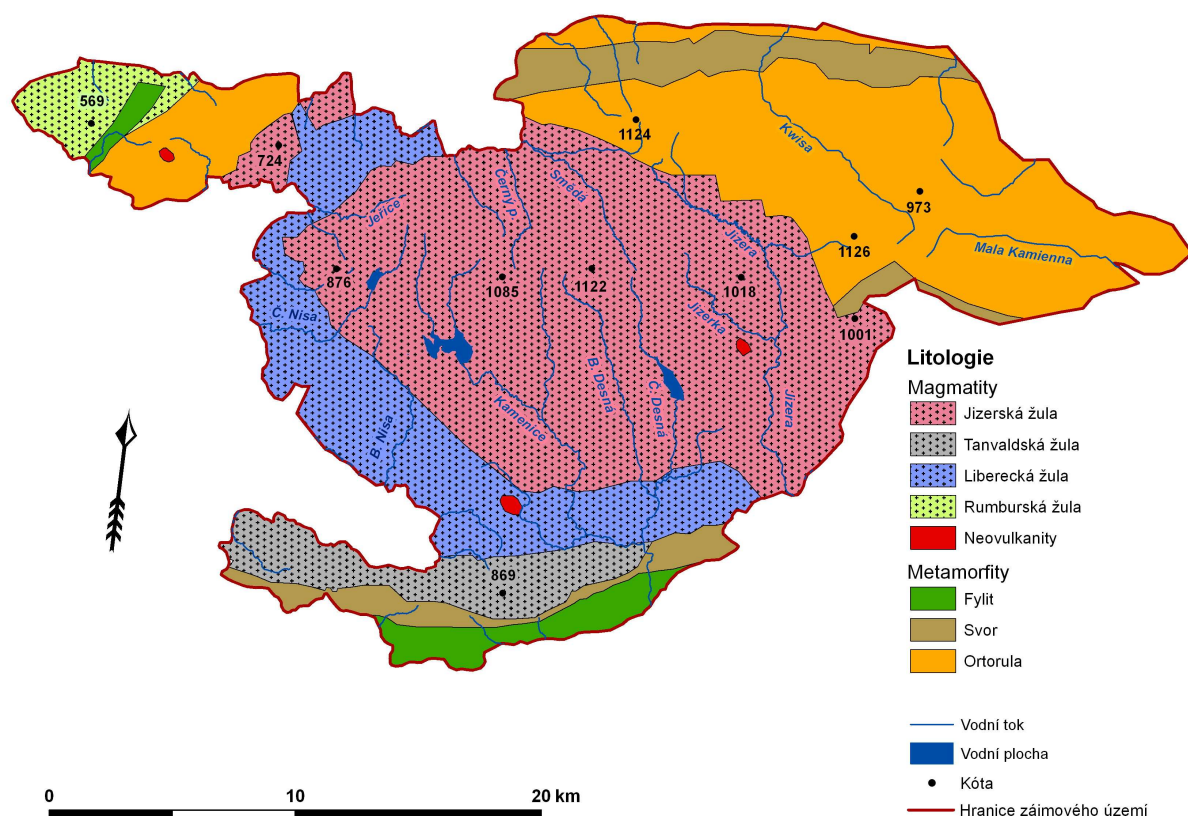
Obr. 2.1: Vymezení zájmového území. Zdroj: ArcČR500 (1996), DIBAVOD (2006).

2.2 Geologické poměry

Jizerské hory patří mezi nejvýraznější elevace západosudetské oblasti na severovýchodě Českého masivu. Nižší regionálně geologickou jednotkou, do které spadají Jizerské hory i Krkonoše, je tzv. Krkonoško-jizerské krystalinikum. Na severu hraničí s Kaczawským krystalinikem, od kterého je odděleno Vnitrosudetským zlomem. Na

severozápadě sousedí Krkonošsko-jizerské krystalinikum s Lužickým žulovým masivem. Na jihu a východě přechází Krkonošsko-jizerské krystalinikum do Podkrkonošské a Vnitrosudetské pánve. Jihozápadní hranici tvoří Lužické poruchové pásmo, jež odděluje krystalinikum od České křídové pánve. Krkonošsko-jizerské krystalinikum se na českém území dělí do šesti dílčích jednotek, na polském do tří. Odlišují se stupněm metamorfózy a především litostratigraficky (Chaloupský, 1989a).

Největší územní část Jizerských hor tvoří tzv. Krkonošsko-jizerský žulový masiv, který na severu přechází v Jizerský žulový komplex (obr. 2.2). Komplex metamorfovaných hornin tvoří nejsevernější část české strany Jizerských hor v oblasti hory Smrk (1 124 m n. m.) a většinu polské části Jizerských hor. Do západního výběžku zájmového území zasahuje ještě východní okraj Lužického žulového masivu a jižní okraj pohoří je tvořen úzkým pásem metamorfovaných hornin železnobrodského krystalinika (Chaloupský, 1989a). Ještědské krystalinikum na území Jizerských hor nezasahuje, je od zájmové oblasti odděleno Šimonovicko-machnínským zlomem (Knotek, 2009).



Obr. 2.2: Geologická mapa Jizerských hor (bez kvartérního pokryvu). Zdroj: Berg (1925), Berg a Ahrens (1925), CENIA (2011), Kozdrój et al., 2001, Knotek (2009).

Pravděpodobně nejstaršími geologickými útvary v zájmové oblasti jsou úzká a dlouhá pásma málo metamorfovaných krystalických břidlic (tzv. svorová pásma), která vznikla v období svrchního proterozoika či spodního kambria (Żelaźniewicz et al., 2009, Kozdrój et al., 2001). Nejrozsáhlejší z těchto pásem se rozprostírá v západo-východním směru od Lázní Libverda až po Jeleniu Góru v Polsku (tzv. pásmo Staré Kamenice, Kozdrój et al., 2001) a dosahuje mocnosti až 2 km (Kozdrój et al., 2001). Český úsek pásma je označován jako novoměstské pásmo (Klomínský, 1969). Dalším útvarem podobného stáří je komplex svorů u Raspenavy, třetí se nachází na jižním okraji polské části Jizerských hor u Szklarske Poręby. Nejzápadnější výběžek Jizerských hor tvoří tzv. machnínská skupina (Chaloupský, 1989b), tvořená slabě metamorfovanými fylitickými břidlicemi a drobami. Tento komplex má rovněž svrchněproterozoické stáří a někdy bývá považován za vůbec nejstarší geologický útvar Jizerských hor (Kozdrój et al., 2001).

Svorová pásma jsou obklopena ortorulami z období spodního paleozoika, které tvoří polskou část Jizerských hor (Kamenický a Vysoký hřbet), přiléhající oblast Smrku a severní podhůří Jizerských hor. Výchozím materiálem pro přeměnu na ortoruly byla rumburská žula, jejíž výskyt je v oblasti plošně omezený (Knotek, 2009). V období starších prvohor vznikl rovněž útvar železnobrodského krystalinika na jižním okraji Jizerských hor, který obsahuje fylity a svory (Knotek, 2009).

Ve svrchním paleozoiku (karbon) skončilo období metamorfózy související s doznívajícím variským vrásněním a před 329 ± 17 miliony let (Duthou et al., 1991) až 304 ± 14 miliony let (Kröner et al., 1994) vzniklo posttektonické těleso klenbovitě struktury, které je označováno jako Krkonoško-jizerský žulový masiv. Toto plutonické těleso o mocnosti 4 až 10 km (Klomínský et al., 2010) tvoří většinu české části Jizerských hor a jižní svah Vysokého hřbetu mezi Jizerou a Kamiennou na území Polska.

Jizerské hory jsou budovány čtyřmi základními typy granitů: jizerským (dle polské terminologie centrální granit), libereckým, tanvaldským a fojteckým. Největší zastoupení mají v Jizerských horách porfyrické a středně zrnité jizerské žuly světle šedé barvy, které budují vrcholové partie pohoří (Mrázová et al., 2001). Porfyrická liberecká žula se vyskytuje především na českých okrajových svazích Jizerských hor, tanvaldská žula v oblasti Černostudničního hřbetu a na izolované lokalitě na západě pohoří (u Machnína, Klomínský et al., 2004). Fojtecká žula se vyskytuje sporadicky, a to v pásu mezi jizerskou a libereckou žulou (Klomínský, 1969, Mrázová et al., 2001). Tanvaldský granit je z výše zmíněných typů

granitů Krkonošsko-jizerského žulového masivu pravděpodobně nejstarší (Klomínský, 1969, Žák et al., 2006).

Třetihorní vulkanické horniny zauímají v zájmové oblasti jen zanedbatelné plochy, a to v podobě žil či výplní sopečných komínů, které intrudovaly do granitového masivu (Šalanský et al., 2001). Výskyt neovulkanitů je doložen v jihozápadní části žulového plutonu a také v Albrechtické vrchovině na západě pohoří (Balatka, 2009b). Nejrozsáhlejším vulkanickým tělesem je hora Bukovec (1 005 m n. m.), tvořená olivinickým nefelinitem (Šalanský et al., 2001). Bazaltoidní tělesa většího rozsahu se nacházejí také na severní hranici polské části pohoří.

V období kvartéru byly uloženy fluviální sedimenty v okolí vodních toků, sedimenty kontinentálního zalednění podél severního úpatí Jizerských hor a rašeliniště ve vrcholové části Jizerských hor.

2.2.1 Tektonické poměry

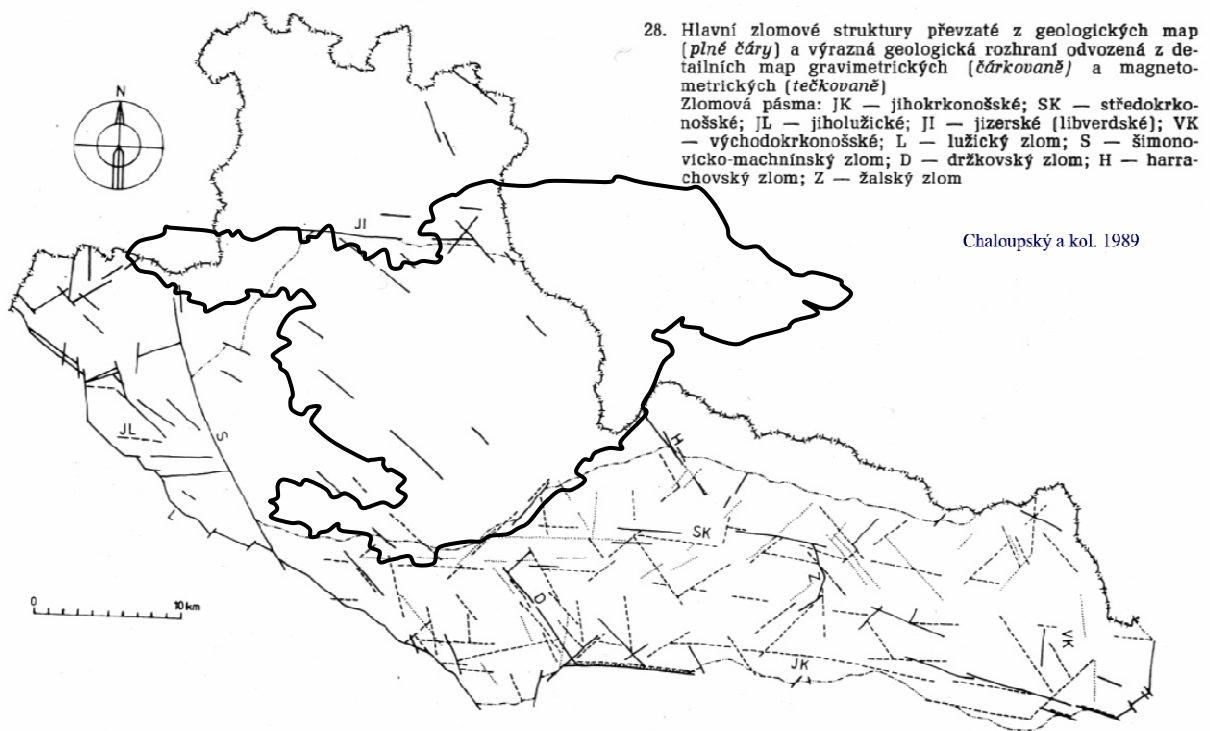
Český masiv, a tedy i oblast Krkonošsko-jizerského krystalinika, byl v průběhu geologické minulosti zasažen tektonickou polyfázovostí. Kadomské vrásnění probíhalo v nejmladším období proterozoika a ovlivnilo téměř celé území Českého masivu (Chaloupský, 1989a). V období mezi kambriem a devonem bylo činné kaledonské vrásnění, jež bylo vyvoláno kolizí svrchněproterozoických kontinentů (Plant et al., 2005). Podle Chaloupského (1989a) bylo hlavním deformačním činitelem ve studované oblasti kaledonské vrásnění, resp. jeho mladší vlna. Podle novějších autorů (např. Mazur et al., 2006) byla však nejvýznamnějším paleozoickým vrásněním orogeneze variská, probíhající zejména mezi devonem a spodním karbonem. Během této orogeneze vznikl celý pás Hercynských pohoří, táhnoucí se napříč Evropou. Variské vrásnění zahrnovalo několik aktivních fází, jež se liší časovým rozpětím i zónou působení (Mazur et al., 2006). Nejstarší zaznamenaná tektonometamorfická událost v oblasti Sudetských pohoří probíhala již na pomezí siluru a devonu, projevila se však jen lokálně mimo zájmové území. Podle polských autorů (mj. Mazur, 1995, Mazur a Kryza, 1996, Mazur a Aleksandrowski, 2001) má oblast Krkonošsko-jizerského krystalinika příkrovovou stavbu. Čtyři litostratigrafické jednotky (jizersko-kowarská, ještědská, jihokrkonoská a leszczyniecká) vytvářejí nejméně dva příkrovy (Mazur a Aleksandrowski, 2001). Příkladem je tektonický násun starší jihokrkonoské jednotky (stáří

ordovik–silur) nad mladší ještědskou jednotku (devon–karbon, Mazur a Aleksandrowski, 2001).

Zlomová pásma variského původu byla oživena během fáze saxonské tektoniky v terciéru. Na začátku paleogénu se tektonické pohyby projevovaly ještě slabě, v eocénu a oligocénu se tektonická činnost zintenzivnila (Balatka, 2009b). Došlo k rozlámání zarovnaného povrchu na jednotlivé kry a jejich asymetrickému výzdvihu a tento trend pokračoval i v pleistocénu. Intenzita zdvihu narůstala směrem k severovýchodu (Migoń a Potocki, 1996). Migoń (2005b) uvádí, že během pleistocénu prodělaly centrální a severní oblasti Jizerských hor výzdvih minimálně o 25–30 m. Zdvih podél starých zlomových linií byl ovlivněn izostatickými pohyby v důsledku kontinentálního zalednění a zahlubování údolí (Krzyszkowski a Stachura, 1997). Glaciizostatické pohyby se mohly projevit především v severním podhůří Jizerských hor a v povodí Jeřice, kam kontinentální zalednění v pleistocénu zasáhlo.

Významným zlomovým pásmem je jizerské (též libverdské) zlomové pásmo směru V–Z, které prochází příkrým severním svahem Jizerských hor (viz obr. 2.3, 2.9 a 2.10) a odděluje jizerský rulový komplex na severu od Krkonoško-jizerského žulového masivu na jihu (Chaloupský, 1989b). Výrazný zlom sudetského směru se nachází mezi Mníškem-Fojtkou a Bedřichovem (Bedřichovský zlom) a také podél Velkého Štolpichu. Stejný směr mají i Vratislavický a Harcovský zlom (Klomínský et al., 2005). Nefelinitický sopouch Bukovce je predisponován výrazným harrachovským zlomem sudetského směru, resp. leží na křížení dvou zlomů (Klomínský, 1969, viz obr. 2.4). Význačné tektonické pásmo krušnohorského směru probíhá od Liberce napříč Krkonoško-jizerským žulovým masivem do oblasti Lázní Libverda a Nového Města pod Smrkem (Klomínský, 2005).

Z hlediska vrásové tektoniky není území Jizerských hor příliš komplikované. Masiv málo plastických granitů a rul nebyl během působení tektonických tlaků náchylný k vzniku vrás (Chaloupský, 1989b). Zlomová a puklinová tektonika má v oblasti mnoho projevů, protože křehké poruchy jsou pro granitová tělesa typické (V. Lysenko, 2005).



Obr. 2.3: Hlavní zlomové struktury v oblasti Jizerských hor. Zdroj: Chaloupský (1989b). Pozn.: Hlavní zlomové struktury převzaté z geologických map jsou znázorněny plnými čarami. Tučnou čarou ohraničen geomorfologický celek Jizerské hory



Obr. 2.4: Přehledná tektonická mapa oblasti Jizerských hor. Zdroj: Klomínský (1969). Pozn.: Tučnou čarou ohraničen geomorfologický celek Jizerské hory.

Primární poruchy (pukliny) vznikají během tuhnutí granitového tělesa a mají zpravidla vzájemně kolmý směr. V jizerském, tanvaldském a libereckém granitu existují dva základní směry puklin: SZ–JV a JZ–SV. Pukliny protínají litologickou hranici mezi tanvaldským a libereckým granitem bez změny směru (Žák et al., 2006). Systém puklin vykazuje stejné charakteristiky i v horninách krystalinika, jež se nachází jižně od pásu tanvaldské žuly.

V Jizerských horách dominují především zlomy sudetského směru (SZ–JV), méně směru krušnohorského (SV–JZ) a V–Z. Směr S–J (také jizerský, Kodým, 1961) není v lokalitě příliš zastoupen (Chaloupský, 1989b). Poruchy sudetského směru jsou zpravidla starší než poruchy krušnohorského směru (Kodým, 1961, Žák et al., 2006); byly založeny již v posledních fázích variské orogeneze (Klomínský, 2005) a jsou součástí lužického zlomového pásma. Nejmladší jsou poruchy jizerského směru (Kopecký, 1970).

2.3 Geomorfologická charakteristika území a vývoj reliéfu

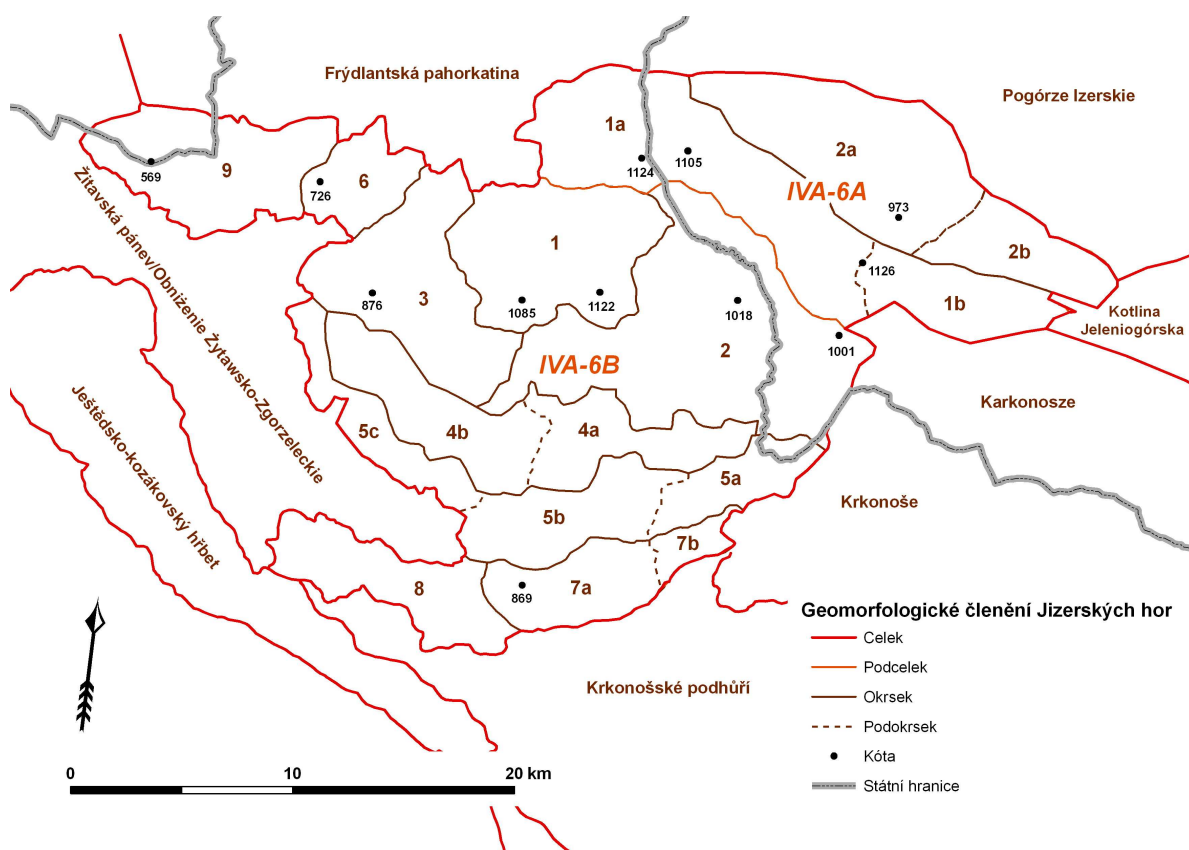
Geomorfologický celek Jizerské hory (v polské hierarchické terminologii mezoregion) se nalézá v severozápadní části Krkonošsko-jesenické subprovincie, která tvoří severní hornatý lem České vysočiny a náleží subsystému Hercynských pohoří. Na severu hraničí Jizerské hory s celkem Frýdlantská pahorkatina (na polské straně Pogórze Izerskie, obr. 2.5). Východní hranici tvoří Kotlina Jeleniogórska a Krkonoše (Karkonosze), jižní Krkonošské podhůří a jihozápadní hranici Ještědsko-kozákovský hřbet. Na západě až jihozápadě se Jizerské hory stýkají s Žitavskou pánví (Obniżenie Żytawsko-Zgorzeleckie).

Na českém území zaujímají Jizerské hory rozlohu cca 420 km², v Polsku přibližně 200 km² (Balatka, 2009a). Na polské straně zaujímá většinu plochy východní partie Jizerských hor, přiléhající ze severozápadu ke Krkonošům. Jen asi 10 km² geomorfologického celku se nachází jihozápadně od Frýdlantského výběžku v okolí polského města Bogatynia. Nejvyšším vrcholem pohoří je Wysoka kopa (1 126 m n. m.), na české straně je nejvyšším bodem Smrk (1 124 m n. m.). Nejnižší položené místo pohoří leží na severních svazích Albrechtické vrchoviny na polském území (asi 260 m n. m., Balatka, 2009a).

Relativně homogenní horninové složení vrcholové části Jizerských hor se projevuje v charakteru reliéfu tohoto pohoří. Jizerské hory jsou plochou kernou hornatinou ukloněnou k jihu až jihozápadu, ve které jsou vrcholové partie tvořeny zarovnaným povrchem a odlehlíky. Typické jsou široké údolní deprese, zaoblené hřebety a ploché kupovité elevace (Balatka, 1965). Výrazným prvkem reliéfu je severní zlomový svah přecházející do

Frýdlantské pahorkatiny, jehož relativní výška dosahuje až 500 m a který vznikl pravděpodobně v pliocénu (Balatka, 1965). Relativně výrazný je také západní svah pohoří; relativní výška činí až 250 m a snižuje se k severu (Balatka, 1965). Okrajové zlomové svahy Jizerských hor jsou rozřezány říčními údolími, jejichž zahlubování bylo vyvoláno zmíněným zdvihem pohoří. K Jizerským horám náleží na jihu také Maršovická vrchovina a výrazný strukturní Černostudniční hřbet. Hranice pohoří je tedy morfograficky výrazná, výjimku tvoří východní hranice s Krkonoši. Zvláštní postavení v rámci reliéfu mají strukturně tektonické sníženiny Malá a Velká Jizerská kotlina (Balatka, 2009a), které si uchovávají morfologické rysy z období před saxonským výzdvihem pohoří.

V celku Jizerské hory byly vymezeny dva základní podcelky (sensu Balatka, 2009a, obr. 2.5): Smrčská hornatina a Jizerská hornatina. Smrčská hornatina je tvořena převážně ortorulou a metagranity až metagranitoidy, zatímco Jizerské hornatině dominují granity. Důsledkem geologické diferenciacce jsou zřetelné morfoskulpturní rozdíly mezi oběma podcelky, jež jsou popsány v následujících kapitolách 2.3.1 a 2.3.2.



Obr. 2.5: Geomorfologické členění Jizerských hor. Zdroj: Balatka (2009a), Migoń (2005a) a CENIA (2011). Pozn.: Dílčí geomorfologické členění je užito jen u celku Jizerské hory (viz také tab. 2.1).

Tab. 2.1: Geomorfologické členění celku Jizerské hory (IVA-6). Zdroj: Balatka (2009a).

Podcelek	Okrsek	Podokrsek	
<p>IVA-6A Smrčská hornatina</p> <p>1 Vysoký Jizerský hřbet</p> <p>1a Kopský hřbet</p> <p>1b Vysokokamenský hřbet</p> <p>2 Kamenický hřbet</p> <p>2a Kowalowský hřbet</p> <p>2b Jastrzębiecký hřbet</p> <p>IVA-6B Jizerská hornatina</p> <p>1 Smědavská hornatina</p> <p>2 Soušská hornatina</p> <p>3 Polednická hornatina</p> <p>4 Bedřichovská vrchovina</p> <p>4a Antonínovská vrchovina</p> <p>4b Rudolfovská vrchovina</p> <p>5 Tanvaldská vrchovina</p> <p>5a Loučenská vrchovina</p> <p>5b Lučanská vrchovina</p> <p>5c Desenská vrchovina</p> <p>6 Oldřichovská vrchovina</p> <p>7 Černostudnická hornatina</p> <p>7a Černostudniční hřbet</p> <p>7b Příchovický hřbet</p> <p>8 Maršovická vrchovina</p> <p>9 Albrechtická vrchovina</p>			

2.3.1 Smrčská hornatina

Smrčská hornatina je nejvýše položenou oblastí Jizerských hor. Tato plochá hornatina zaujímá plochu 186 km²; pouze 26 km² náleží k českému území (Demek et al., 1987). Hornatina je tvořena dvěma strukturně tektonicky založenými hřbety převážně sudetského směru: Vysokým jizerským hřbetem (Wysoki Grzbiet) a nižším Kamenickým hřbetem

(Grzbiet Kamienicki), který se nachází na polském území. Severní svah Vysokého jizerského hřbetu je patrně tektonicky založen (Oberc, 1975, Migoń a Potocki, 1996), jižní svah má strukturní původ (Balatka, 2009b). Severozápadní svah hřbetu má zřetelný dvoustupňový charakter, který se projevuje pásmem nižších vrchů (Balatka, 2009b). Kamenický hřbet je nižší analogií Vysokého jizerského hřbetu. Jižní svah je nejspíše tektonického charakteru a severní strukturního (Migoń a Potocki, 1996). Subsekventní údolí Kwisy a Male Kamienné mezi těmito dvěma hřbety vykazuje charakteristiky tektonického příkopu (Oberc, 1975, Migoń, 2005b, Balatka, 2009b). Relikty paleogenních zarovnaných povrchů malého rozsahu se zachovaly především na severozápadě obou hřbetů (Balatka, 2009b). Ve srovnání s Jizerskou hornatinou jsou projevy kryogenního zvětrávání a svahových procesů poměrně vzácné. Jedinou známou lokalitou výskytu jsou nivační jámy Świeradówky, kde byly popsány čtyři mury (Balatka, 2009b).

2.3.2 Jizerská hornatina

Jizerská hornatina představuje rozsáhlejší geomorfologický podcelek. Na českém území má plochu 396 km² (Demek et al., 2006), na polském cca 40 km², z čehož 10 km² připadá na západní výběžek pohoří u Bogatynie (Balatka, 2009a). Jiné horninové prostředí se projevuje zcela odlišnou morfotektonickou stavbou území, tato plochá hornatina je budována zejména granity. V podcelku se rozlišuje devět okrsků (viz tabulku 2.1 a obr. 2.5). Jejich prostorové rozmístění reflektuje diferencované tektonické zdvihy a vnitřní obloukovitou stavbu granitového masivu (Balatka, 2009a). Severní a střední část hornatiny je tvořena kompaktní hrást'ovou krou, ukloněnou k jihu. Severní svah dosahuje relativní výšky 500–600 m (Balatka, 2009b). Okrajové svahy na jihu a jihozápadě Jizerské hornatiny jsou nižší, avšak také výrazné. Severní svah Albrechtické vrchoviny má pravděpodobně také tektonické založení. V centrální části hornatiny vykazují morfostrukturní rysy zřetelný sudetský průběh (Pilous, 2009). Tato situace je patrná ze směru toku řeky Kamenice a jejích přítoků, v údolí Jizerky, Jizery na Velké Jizerské louce apod. Zbytky zarovnaných povrchů se vzhledem k charakteru reliéfu dochovaly v mnohem větším rozsahu. Nalezeny byly ve sníženinách Velké a Malé Jizerské louky i ve vrcholových oblastech (především Soušská a Smědavská hornatina, Balatka, 2009b). Charakteristické jsou pro oblast projevy kryogenního zvětrávání. Za příznivých geomorfologických a horninových podmínek vznikly velmi rozmanité tvary. Příkladem jsou tory, skalní hradby, věže, skalní mísy, kamenná moře apod. Ústupem mrazových srubů vznikly kryoplanační terasy. Svahové procesy se vzhledem k horninovému

složení oblasti vyskytují zřídka. V hlubokém údolí Smědě s příkrými svahy se na třech místech nacházejí mury (Balatka, 2009b). Výskyt mur v této lokalitě je podpořen vysokými srážkovými úhrny. Ke skalnímu řícení dochází výjimečně na výrazném severním svahu.

2.3.3 Vývoj údolní sítě Jizerských hor

Prostorové uspořádání vodních toků v Jizerských horách je podmíněno především homogenním horninovým složením a tektonickými procesy (viz výše). Říční údolí mají většinou paleogenní či neogenní založení (Migoń, 2005b). Velké množství toků v Jizerských horách, nebo jejich úseků, sleduje směr tektonických poruch. Jedním z dokladů o tektonickém založení údolí je asymetrie údolí v příčném profilu, která je podmíněna úklonem jednotlivých bloků od severovýchodu k jihozápadu (Migoń a Potocki, 1996).

Po tektonickém výzdvihu, který měl největší intenzitu během eocénu a oligocénu (Balatka, 2009b), se vodní toky překonávající okrajové zlomové svahy začaly intenzivně zařezávat. Příkladem jsou subsekventní úseky Bílé Nisy a Kamenice. Toky překonávající výrazný severní svah překvapivě nesledují spádnicí, ale mají rovněž subsekventní charakter. Sledují zlomy sudetského směru a stáčí svůj tok k západu. Tento rys je patrný zejména mezi Malým Štolpichem a Smědou (Balatka, 2009b). Charakter průlomového údolí má úsek Jizery pod soutokem s Jizerkou až ke Kořenovu. Tento výrazný zářez je dokladem tektonického výzdvihu oblasti. Na několikakilometrovém úseku poledního směru zcela chybí boční údolí (Migoń a Potocki, 1996). Důvodem pro vznik tohoto zářezu může být i větší litologická heterogenita v lokalitě. Zakleslé meandry, ležící již mimo území Jizerských hor, obtékají tělesa odolnějších hornin (Balatka, 2009b). Průlomové údolí vytvořila i Kamenice napříč Černostudničním hřbetem. Vznik údolí byl usnadněn morfostrukturními predispozicemi (kontakt granitu a krystalinika) a křížením zlomů sudetského a krušnohorského směru. Jedním z mála konsekventních toků v oblasti je Černá Nisa (Pilous, 2009). Je patrné, že povodí Černé Nisy nebylo tektonickými pohyby příliš ovlivněno.

I přes relativní horninovou homogenitu území se při vývoji údolí prosazuje i vliv pasivní morfostruktury. Subsekventní strukturní údolí jsou vyvinuta na severním úpatí výrazného Černostudničního hřbetu, kde je jejich průběh ovlivněn výskytem méně odolné liberecké žuly (Pilous, 2009). Příkladem je dolní tok Smržovského potoka, úsek Kamenice pod soutokem se Smržovským potokem a Novoveský potok. Krátká strukturní údolí jsou vyvinuta i v Albrechtické vrchovině (Pilous, 2009). Ve vrcholových partiích zejména

Smědavské a Soušské hornatiny jsou vyvinuta říční údolí s plochým dnem a nevýraznými svahy. Sklon těchto částí toků se pohybuje maximálně kolem 10 ‰ (Migoń a Potocki, 1996). Výrazný je kontrast mezi velikostí těchto toků a šířkou údolí. Nejvýraznějším fragmentem údolí, jehož rysy se blíží podmínkám před neotektonickými pohyby, je subsekventní horní tok Jizery na území Velké Jizerské louky. Jizera zde meandruje v rašeliništích a přibírá levostranné přítoky z polské strany. Podobné rysy má i údolí Jizerky, jež protéká tektonickou sníženinou Malé Jizerské louky, a pramenné toky Smědé.

Během kenozoika docházelo ke změně uspořádání říční sítě. V období před tektonickými pohyby existovaly v peneplenizovaném území široká a mělká úvalovitá údolí (Balatka, 2009b). Touto problematikou se zabývali Migoń a Potocki (1996) a později také Pilous (2009). Jiné uspořádání říční sítě v minulosti naznačují změny směrů přítoků Jizery v lokalitě Velké Jizerské louky. Změna směru toku u levostranného Jagniecyho potoka dosahuje až 180° (Migoń a Potocki, 1996). Pravděpodobná je změna odvodnění centrální části pohoří v pramenné oblasti Jizery. Původně byla oblast dnešního horního toku Jizery odvodněna k severozápadu, do povodí Smědé. Jizera dnešního směru pramenila jižněji a spolu s Jizerkou tvořila rozsáhlá úvalovitá údolí. Severozápadním směrem tekla pravděpodobně i Kamienná a Mumlava (Pilous, 2009). Důvodem ke změně odvodnění byl intenzivní výzdvih oblasti Smrku a Stogu Izerskego. Sklon oblasti tak směřoval do tektonicky pokleslé Velké Jizerské louky (Migoń a Potocki, 1996). Až po tektonických změnách se oba toky začaly jižně od Velké Jizerské louky intenzivně zařezávat. Důsledkem je průlomové údolí Jizery přibližně od soutoku s Jizerkou ke Kořenovu. Po změně směru odvodnění se na severním svahu začala formovat říční síť Smědé charakterizovaná intenzivní zpětnou erozí.

Důležitým aspektem při vývoji říční sítě je říční pirátství, k němuž jsou predisponovány především vodní toky překonávající severní zlomový svah. Vzhledem k velkému převýšení mají větší schopnost zpětné eroze v porovnání s horními toky řek směřujícími v mělkých údolích s malým sklonem k jihu (především Jizera). Zejména Hájený a Šindelový potok v povodí Smědé proto zpětnou erozí postupují do centrální části pohoří na úkor povodí výše zmíněných toků. Hájený potok načepovává původní zdrojnice Jizery. Dokladem je náhlý ohyb toku směrem k západu. Bílá a Hnědá Smědá postupně načepovávají Bílou, resp. Černou Desnou (Pilous, 2009). Situace je dobře patrná i z topografické mapy. Na pomezí Krkonoš a Jizerských hor došlo k říčnímu pirátství na řece Kamienne, jež načepovala u Jakuszyce tok, stékající dříve přes Mělnici a Mumlavu do Jizery (Migoń a Pilous, 2007). Dalším příkladem je pravděpodobné pirátství Černé Desné na úkor Černé říčky. V místě

možného načepování je dnes ploché rozvodí s malými výškovými rozdíly. Harcovský potok v povodí Bílé Nisy vytváří výrazný ohyb, typický pro načepování vodního toku (Pilous, 2009).

Během pleistocénu byl vývoj říční sítě ovlivněn kontinentálním zaledněním, které postoupilo k severnímu úpatí Jizerských hor a zasáhlo až do povodí Jeřice (Nývlt, 2000, 2003). Přímý vliv kontinentálního ledovce se projevoval zahrazením údolí a následnou změnou směru toku, který pokračoval podél čela ledovce. Subglaciální akumulace v podhůří mohly taktéž způsobit odklonění toku.

2.3.4 Říční terasy

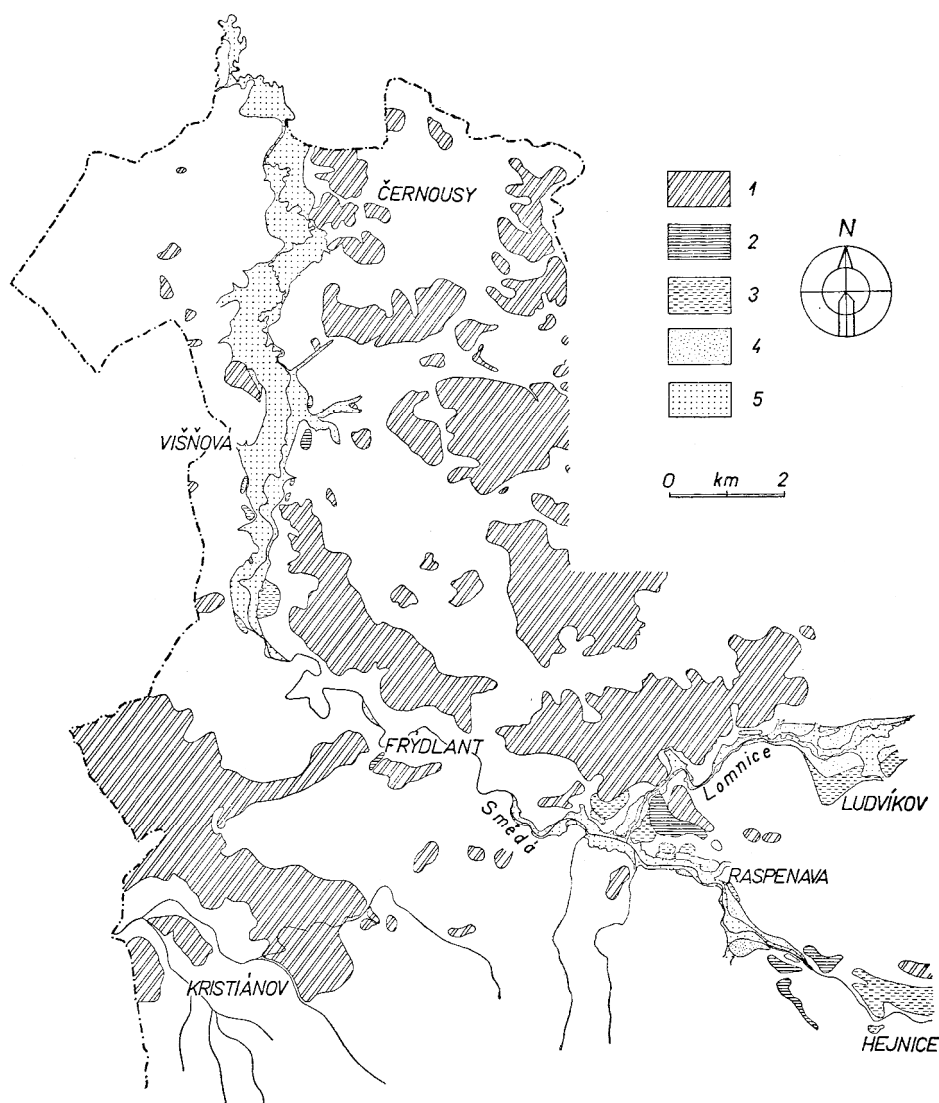
Říční terasy jsou významným erozním, akumulačním či kombinovaným geomorfologickým útvarem. Dokládají vývoj reliéfu v neogénu a kvartéru a jsou výsledkem změny dynamiky toku v čase. V oblastech postižených neotektonickou aktivitou je vývoj říčních teras především odrazem tektonického zdvihu a klimatických oscilací v kvartéru (Starkel, 2003, Czudek, 2005). Klimaticko-tektonický původ mají i říční terasy v oblasti sudetských pohoří. Druhotný význam mají lokální litologické, hydrologické a geomorfologické poměry (Czudek, 2005). Zpravidla je dnes přijímán názor, že k hlavní fázi sedimentace docházelo během vrcholného glaciálu, zatímco hlavní fáze hloubkové eroze je spojená s přechodem glaciálu do interglaciálu (např. Vandenberghe, 2008, Mol et al., 2000, Czudek, 2005). V období přechodu interglaciálu do glaciálu se eroze vyznačuje spíše bočními než hloubkovými projevy (Vandenberghe, 2008). Z této skutečnosti vyplývá, že říční terasy vzniklé v přechodu interglaciálu do glaciálu jsou v reliéfu lépe doložitelné (Vandenberghe, 2008).

Vývoj říčních teras v oblasti sudetských pohoří byl značně ovlivněn neotektonickými pohyby. Jak uvedli Krzyszkowski a Stachura (1997) na příkladu Wałbrzyských hor (severovýchodně od Krkonoš), z období před prvním nápirem sálského zalednění neexistují žádné doklady neotektonické činnosti. Naopak po prvním sálském zalednění došlo k intenzivnímu a krátkému výzdvihu. Neotektonická činnost se tedy projevovala zejména ve středním a svrchním pleistocénu (Krzyszkowski a Stachura, 1997). Dosavadní výzkumy říčních teras v širší oblasti Jizerských hor byly zaměřeny na Lužickou Nisu, Smědou (Balatka a Sládek, 1962) a Jizeru (Balatka a Sládek, 1962, 1965). Tyto studie však byly zaměřeny spíše na pahorkatinné oblasti mimo území Jizerských hor. Ve vrchovinách a především hornatinách

jsou říční terasy vyvinuté podstatně méně a útržkovitě (Czudek, 2005). Podle Czudka (2005) existují pro tento stav tři důvody: První příčinou je intenzivní hloubková eroze podmíněná tektonickým zdvihem, která zamezila vývinu říčních teras. Dalším důvodem je rozrušení teras mladší hloubkovou a boční erozí toků. Třetím faktorem je překrytí říčních teras svahovými sedimenty. Terasy se v reliéfu neprojevují buď vůbec, nebo jen zčásti.

Vývoji říčních teras v centrální části Jizerských hor se na území Velké Jizerské louky věnovali Kasprzak a Traczyk (2011). Autoři rozlišili dva až čtyři terasové stupně v závislosti na poloze zkoumaných lokalit v podélném profilu Jizery. Stáří teras nebylo blíže určeno s výjimkou třetí terasy, která dle autorů vznikala během tvorby paleomeandrů v období pozdního glaciálu (Chmal a Traczyk, 1998, Kasprzak a Traczyk, 2011). Zda se na území Velké Jizerské louky jedná o říční terasy sensu stricto, je diskutabilní. Vzhledem k malé mocnosti fluviálních sedimentů a malým výškovým rozdílům jejich báze a povrchu se může jednat o fluviální sedimenty přemístěné svahovými procesy a překrývající nerovný povrch, jenž vznikl svahovými procesy. Touto myšlenkou se zabýval Czudek (2005) v případě řeky Ohře. Tyto akumulace by se tak spíše daly označit jako terasové stupně. Podle starší studie jsou terasy řeky Jizery zachovány až od soutoku s krkonošskou Jizerkou (Balatka a Sládek, 1965).

Říční terasy Lužické Nisy jsou patrné v Liberecké kotlině, a to ve třech úrovních (Balatka a Sládek, 1962). Králík a Sekyra (1989) však tvrdí, že terasy jsou čtyři, resp. pět. Nejstarší terasa má relativní výšku 25 m (Králík a Sekyra, 1989). Terasy Smědé jsou patrné od Hejnic a mají čtyři úrovně (Balatka a Sládek, 1962, Králík a Sekyra, 1989). Nejvyšší má relativní výšku 25–30 m (Morch, 1958), resp. 28–30 m (Lochmann, 1958). Fluviální terasy Lužické Nisy i Smědé jsou řazeny do rissu a würmu (Balatka a Sládek, 1962) či do časového rozpětí spodní pleistocén–holocén (Králík a Sekyra, 1989). Říční terasy v povodí Smědé jsou znázorněny na obr. 2.6.



Obr. 109. Mapa rozšíření glacifluviálu a teras řeky Smědé a Lomnice podle Z. Lochmanna a V. Morcha

— glacifluviální štěrkopísky, 2 — terasa I (R), 3 — terasa II (W_1), 4 — terasa III (W_2), 5 — terasa IV (aluviální niva — W_3)

Obr. 2.6: Říční terasy Smědé. Zdroj: Lochmann (1958) a Morch (1958) in Balatka a Sládek (1962).

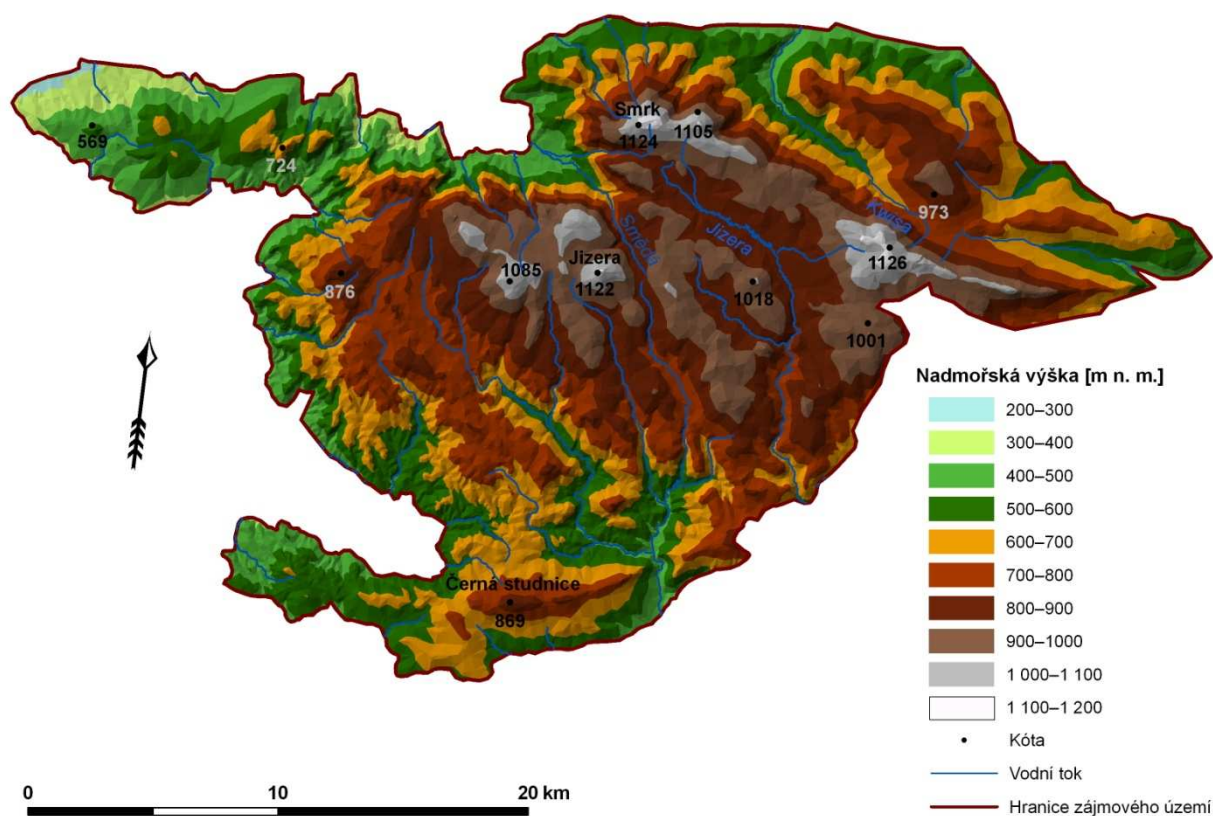
2.4 Morfometrické charakteristiky území

2.4.1 Rozložení nadmořských výšek

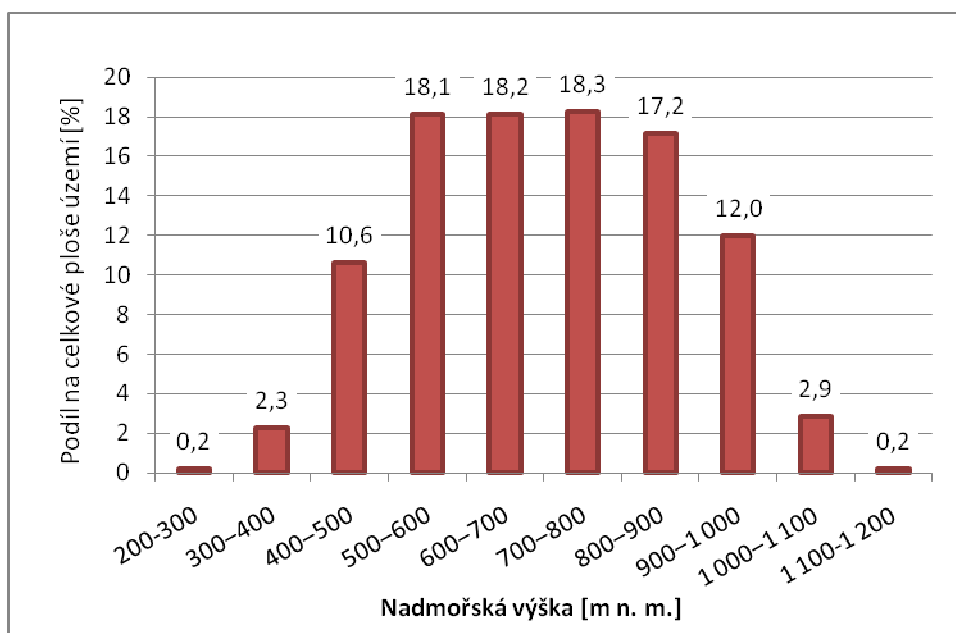
Z rozložení nadmořských výšek (viz obr. 2.7) je patrný mírný úklon povrchu pohoří z centrální části směrem k jihozápadu. Centrální část Jizerských hor má v rámci pohoří poměrně velkou rozlohu. Nejvýše položenou oblastí je Vysoký jizerský hřbet (Wysoka kopa, 1 126 m n. m. a Smrk, 1 124 m n. m.), nejnižší položené lokality Jizerských hor jsou na západě v Albrechtické a Oldřichovské vrchovině. Nejvyšší vrcholy zde dosahují nadmořské výšky kolem 700 m. (Špičák, 724 m n. m., Lysý vrch 643 m n. m. apod.). Podobné výškové

parametry má i Loučeňská vrchovina, sousedící na jihovýchodě s Železnobrodskou vrchovinou. V Albrechtické vrchovině se nachází nejnižší bod studované oblasti (260 m n. m., Balatka, 2009a).

Většina území Jizerských hor (cca 72 %) leží v nadmořské výšce 500–900 m; přes 36 % území náleží 600–800 m n. m. Vyrovnané zastoupení intervalů středních nadmořských výšek je patrné z obr 2.7. Zarovnané povrchy nezaujímají na území Jizerských hor významnou plochu. Podle Krále (1985) tvoří největší plochu na rozvodí Jizery a Smědé ve výšce 890–910 m n. m. a v oblasti hory Jizera v nadmořské výšce 990–1 010 m. Nadmořské výšky pod 400 a nad 1 000 m jsou v rámci oblasti málo zastoupeny.



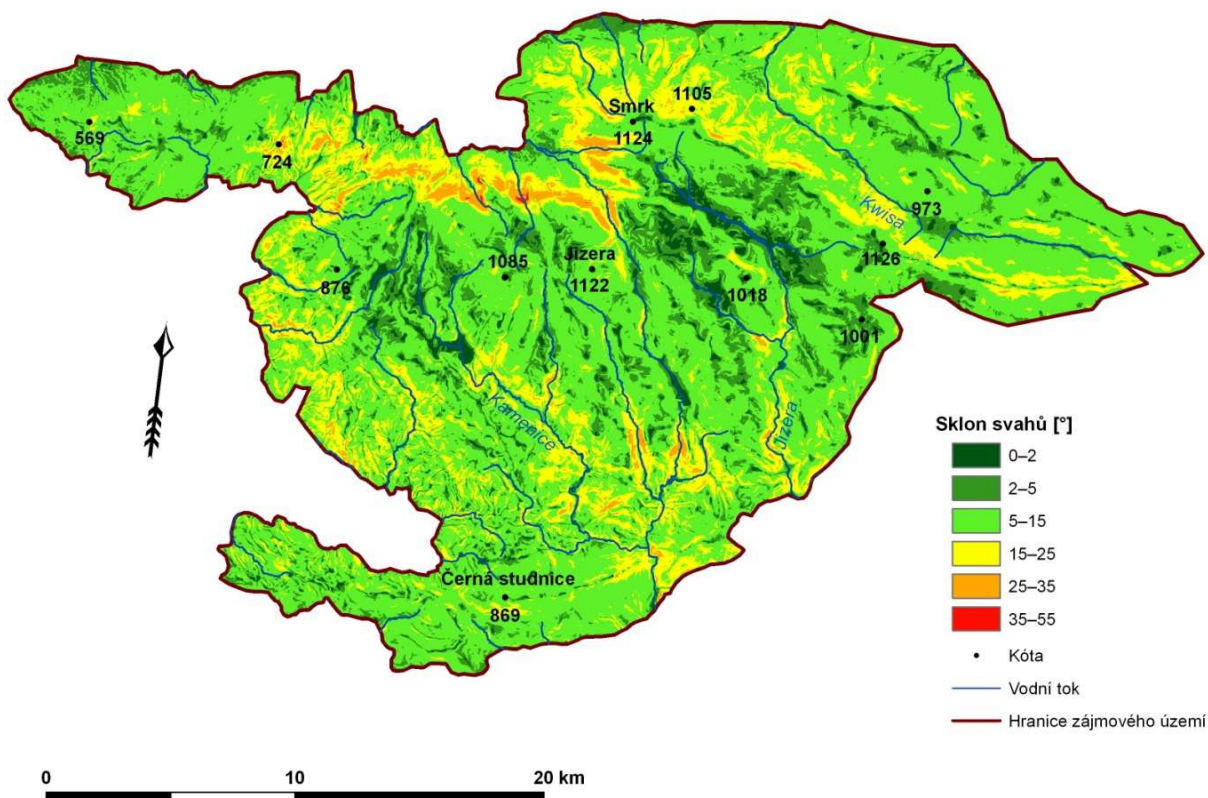
Obr. 2.7: Rozložení nadmořských výšek Jizerských hor.



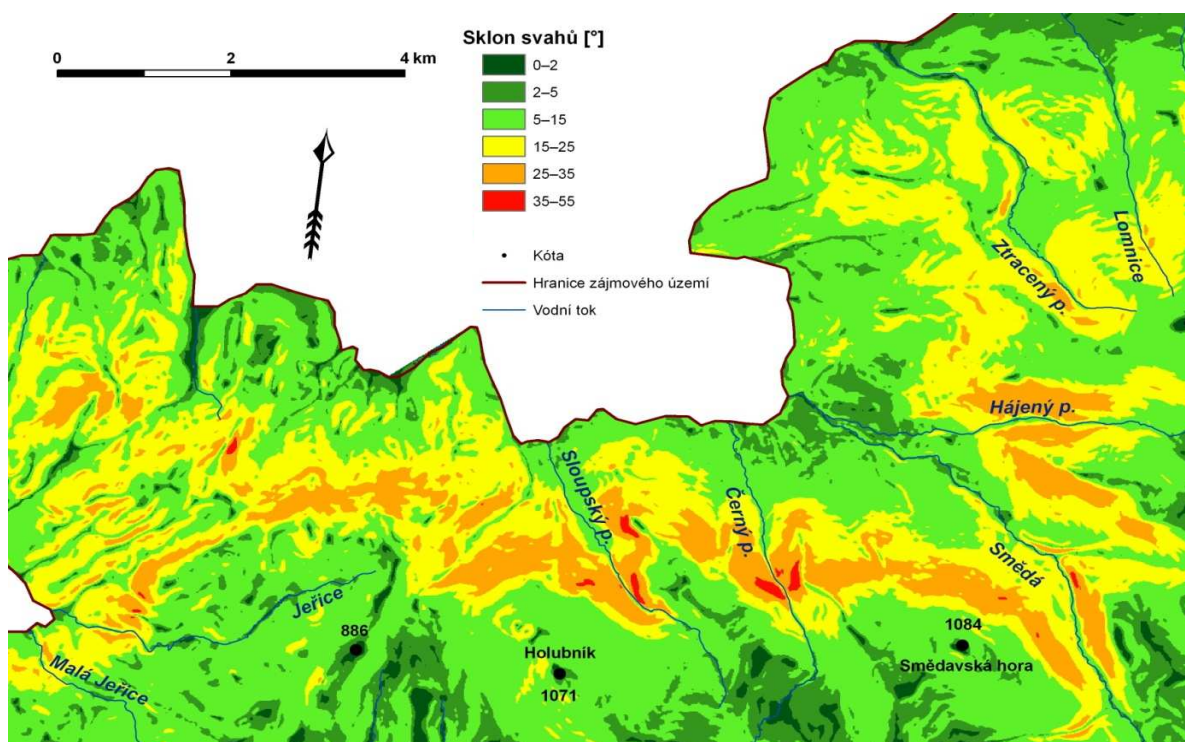
Obr. 2.8: Zastoupení výškových kategorií v Jizerských horách.

2.4.2 Sklonitost svahů

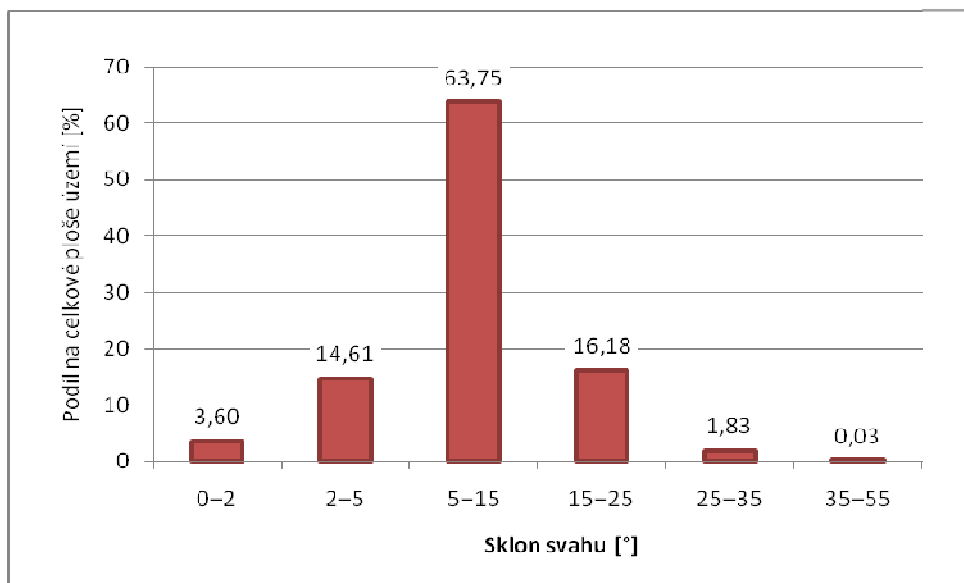
Na území Jizerských hor jednoznačně převažují svahy se sklonem $5-15^\circ$. Na tento interval připadá 64 % celkové plochy geomorfologického celku. Intervaly sklonitosti $2-5^\circ$ a $15-25^\circ$ zaujímají 14, respektive 16 %. Rovinné plochy jsou zastoupeny především ve vrcholových partiích Soušské hornatiny a také na území Velké a Malé Jizerské louky. Do intervalu sklonů $0-2^\circ$ jsou započítány i přehradní nádrže (především Bedřichov, Josefův důl, Souš - viz obr. 2.9). Plochy se sklonem mezi 25 a 55° se nachází zejména na severním zlomovém svahu (viz detailnější obr. 2.10), údolí Smědé, Malého Štolpichu a Černého a Holubího potoka. Svahy s touto sklonitostí jsou více plošně zastoupeny i v zářezových údolích Černé a Bílé Desné, Jizery a Kamenice v jižní části zájmové oblasti. Také svahy krušnohorského směru v Oldřichovské vrchovině a Polednické hornatině dosahují sklonu až 35° . Svahy se sklonitostí větší než 55° nejsou v oblasti zastoupeny. Na polské straně Jizerských hor dosahují maximální sklony svahů nižších hodnot. Větším sklonem se vyznačuje pouze severovýchodní zlomový svah Vysokého jizerského hřbetu. Z mapy (obr. 2.9) je patrný výrazný zdvih oblasti podél severozápadních až severovýchodních zlomových svahů. Přehled jednotlivých tříd sklonitosti v území podává obr. 2.11.



Obr. 2.9: Sklonitost svahů na území Jizerských hor.



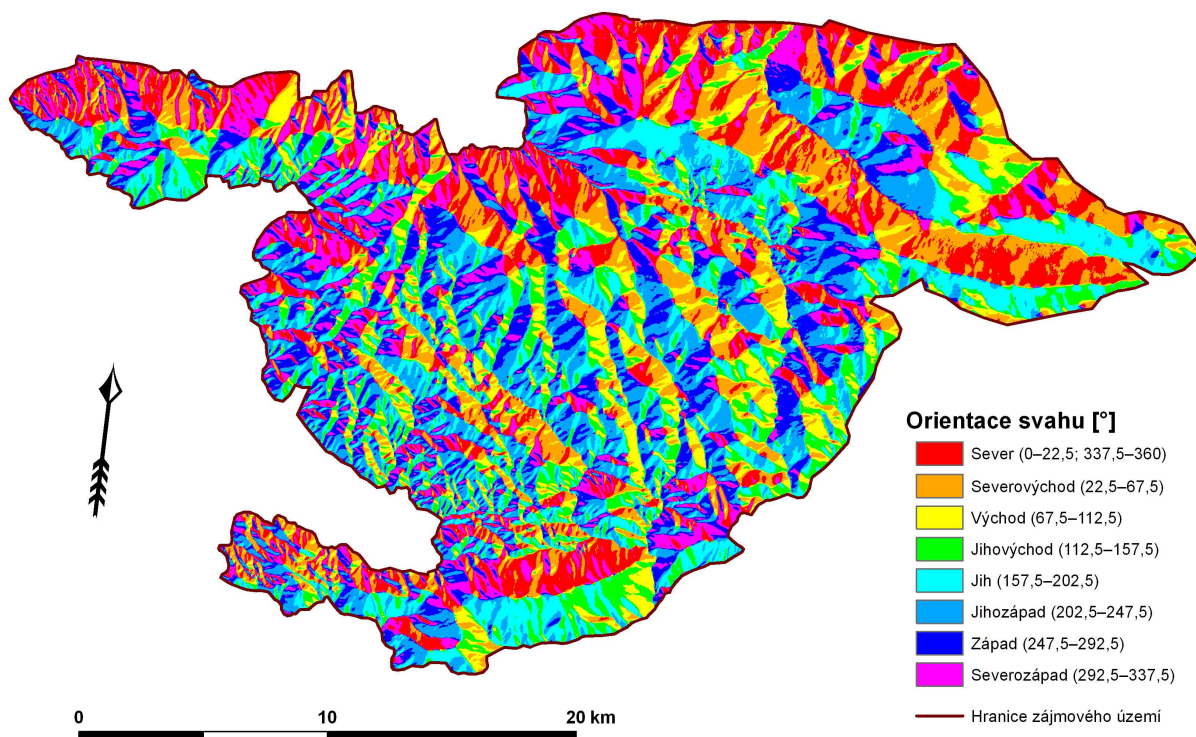
Obr. 2.10: Sklonitost svahů na severním zlomovém svahu.



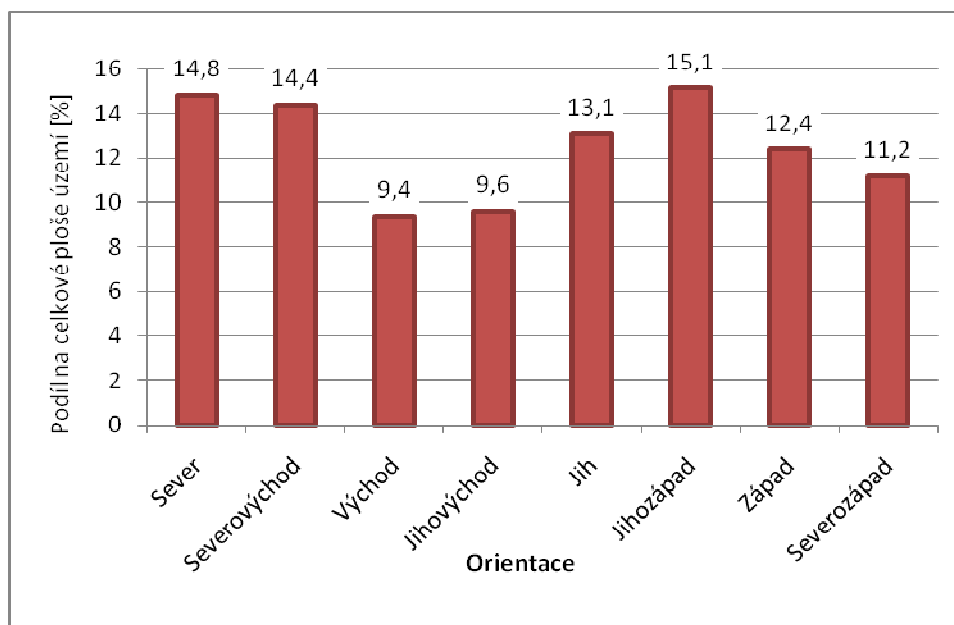
Obr. 2.11: Zastoupení kategorií sklonitosti svahů v Jizerských horách.

2.4.3 Orientace svahů

Největší zastoupení mají svahy severní a severovýchodní, celkem více než 29 % celkové plochy (obr. 2.13). Uklonění reliéfu k jihozápadu až západu se logicky projevuje dominancí i těchto orientací (celkem 27,5 %). Nejmenší zastoupení má jihovýchodní a východní orientace (9,6 % a 9,4 %). Severozápadní orientace je běžná v Polednické hornatině a Oldřichovské vrchovině, je v souladu s krušnohorským směrem zlomů. Výrazným prvkem oblasti je Černostudniční hřbet, ve kterém se projevují severní a jižní orientace. Zřetelně orientované jsou i Vysoký Jizerský a Kamenický hřbet tektonického původu. Mají orientace S–SV a J–JZ. Mapa orientace svahů se nachází na obr. 2.12.



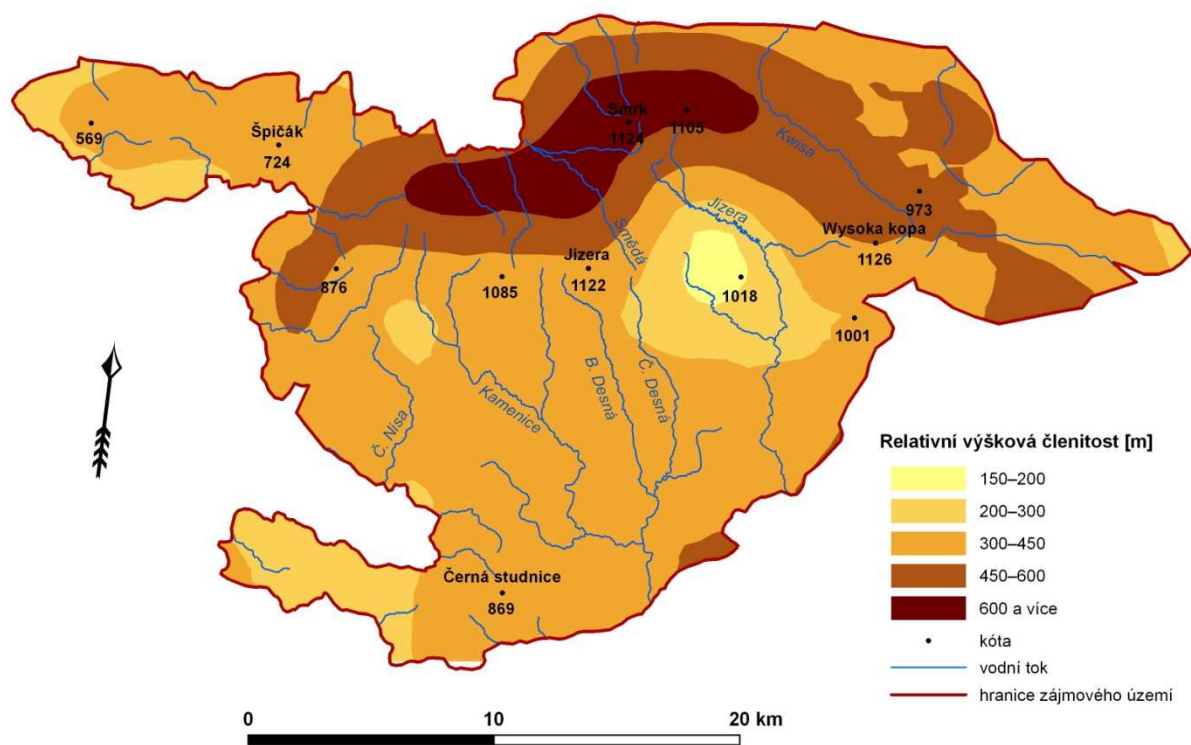
Obr. 2.12: Orientace svahů v Jizerských horách.



Obr. 2.13: Zastoupení kategorií orientace svahů v Jizerských horách.

2.4.4. Relativní výšková členitost

Prostorové rozmístění tříd relativní výškové členitosti (sensu Kudrnovská, 1975) znázorňuje obr. 2.14. Do kategorie plochá vrchovina (150–200 m) náleží vrcholové partie pohoří v oblasti Středního Jizerského hřbetu a horního toku Jizerky. Většina plochy Velké a Malé Jizerské louky spolu s plochým rozvodím mezi Smědou, Černou Desnou a Jizerkou spadá do třídy členitá vrchovina (200–300 m). Území se stejnou členitostí se nachází také na severozápadním okraji území, v západní části Černostudničního hřbetu a na malé ploše také v oblasti rozvodí mezi Kamenicí a Černou Nisou. Zřetelně největší plochu zaujímá kategorie plochá hornatina (300–450 m). Členitá hornatina (450–600 m) lemuje severní zlomový svah zájmového území, nachází se také v oblasti povodí Jeřice (severozápadní zlomový svah) a v polské části především v povodí Kwisy. Severní zlomový svah je klasifikován jako velehornatina (600 m a více).

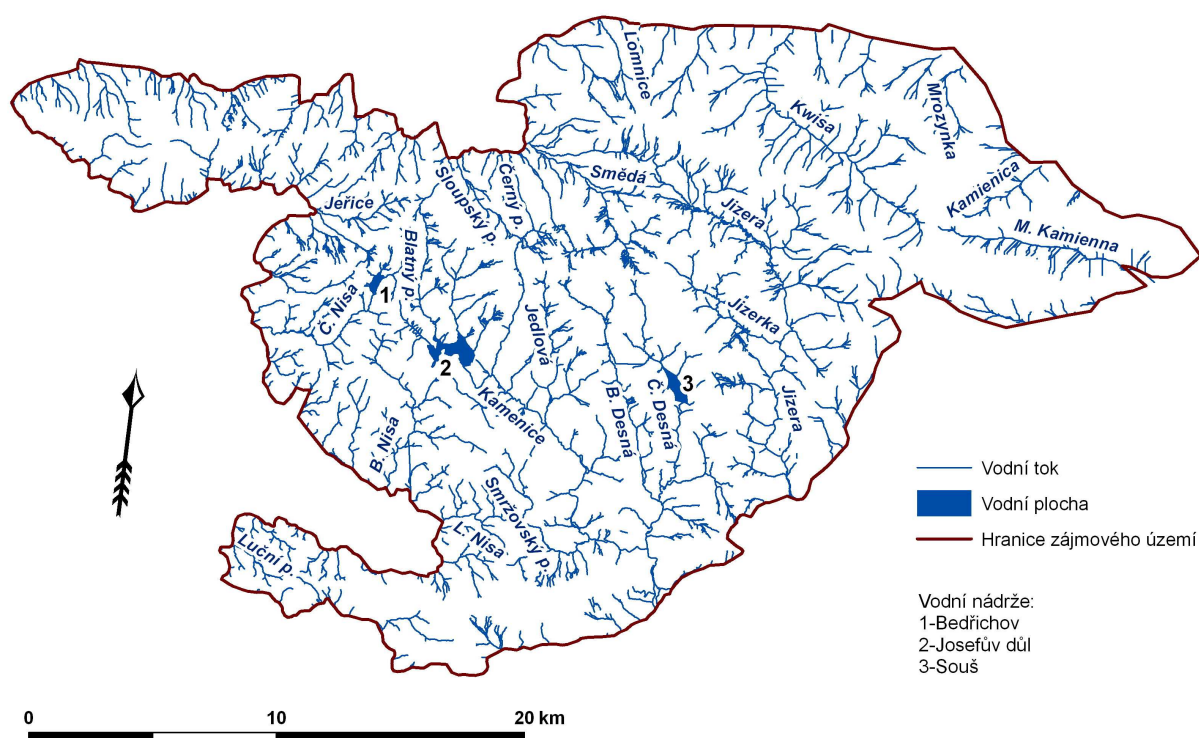


Obr. 2.14: Relativní výšková členitost Jizerských hor.

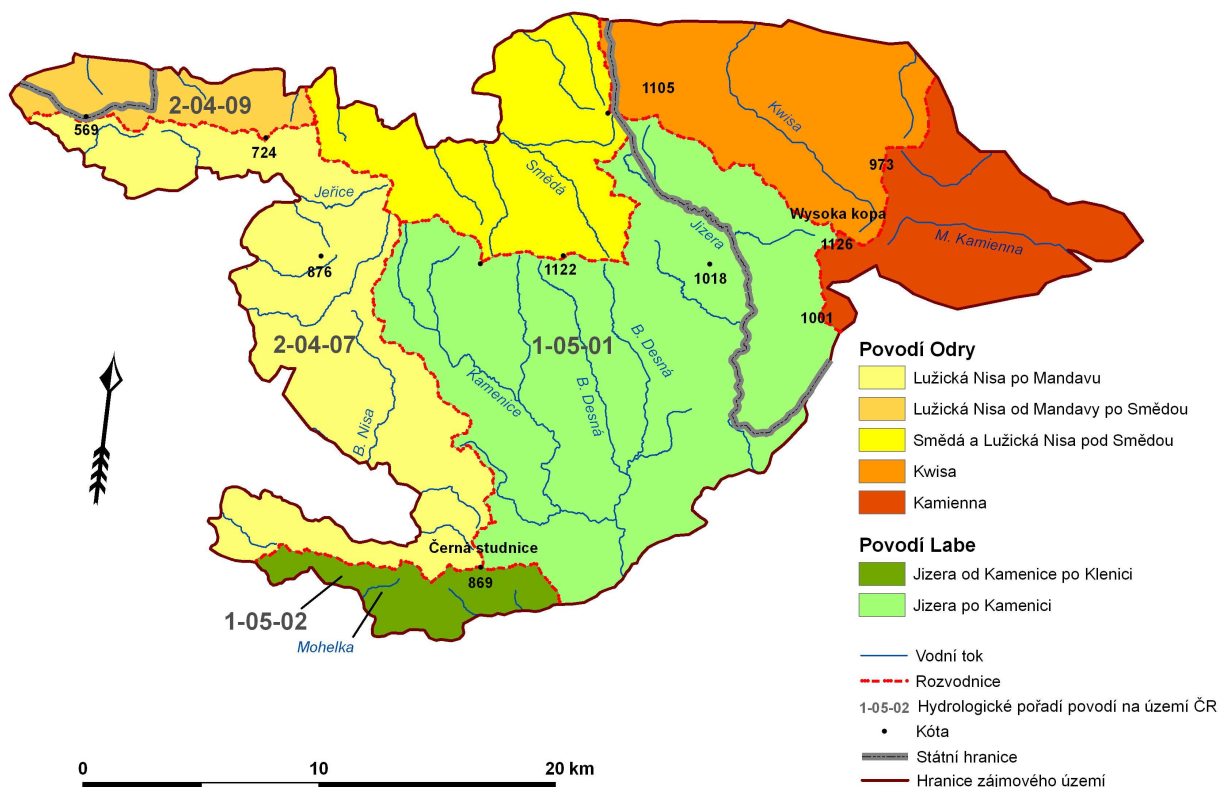
2.5 Hydrografie

Jizerské hory patří do úmoří Severního a Baltského moře. K povodí Labe náleží hlavní tok Jizera; Kamenice je nejdůležitějším levostranným přítokem. Do povodí Odry patří povodí Lužické Nisy s přítoky Smědou, Bílou Nisou a Jeřicí. Na polské straně Jizerských hor odvádí vodu z povodí Odry především Kwisá, Kamienna, Mala Kamienna a Mrožynka. Hlavní evropské rozvodí prochází severojižním směrem ke Smrku, dále přes Wysokou kopu k Novosvětskému sedlu a poté k východu. Vzhledem k malým sklonům vrcholových elevací a existenci rozsáhlých rašelinišť však průběh hlavního rozvodí není zřetelně vymezen (Migoń a Potocki, 1996). Říční síť Jizerských hor je znázorněna na obr. 2.15.

V textu níže jsou charakterizovány hlavní vodní toky a jejich nejvýznamnější přítoky. Rozdělení povodí odpovídá obr. 2.16. Pokud není uveden jiný zdroj, jsou veškeré informace získány z topografických map a prací Vlček et al. (1984) a Tesař a Paczos (2009).



Obr. 2.15: Říční síť Jizerských hor.



Obr. 2.16: Vymezení povodí v Jizerských horách. Zdroj: Tesař (2009).

Úmoří Severního moře

Povodí Jizery

Pramen Jizery se nachází v jižním svahu pod Stogem Izerským ve výšce asi 1 058 m n. m (Pilous, 2008, 2009). Celková plocha povodí tohoto významného přítoku Labe dosahuje 2 193,4 km²; délka je 164 km. Na svém horním toku (po soutok s Jizerkou, na 13,7 km toku) má Jizera plochu povodí 46,8 km². V tomto úseku dosahuje průměrného sklonu 20,6 ‰ a v oblasti Velké Jizerské louky výrazně meandruje v organogenních sedimentech. V úseku mezi soutokem s Jizerkou a ústím Mumlavy, kde se Jizera hluboce zařezává, je průměrný sklon 25,4 ‰ na 8,1 km. Největším přítokem Jizery na Velké Jizerské louce je levostranný Jagniecý potok. Pramení v nadmořské výšce cca 1 050 m mezi elevacemi Sine Skalki (1 122 m n. m.) a Przedna kopa (1 114 m n. m.). Na 4,3 km toku dosahuje sklonu 51,2 ‰. Na dolním toku výrazně meandruje. Důležitým pravostranným přítokem Jizery je Jizerka, která pramení ve výšce 911 m n. m. Tento 6,5 km dlouhý tok má plochu povodí 13,3 km² a sklon 18,3 ‰. V lokalitě Malé Jizerské louky meandruje.

Kamenice pramení severozápadně od Černé hory (1 085 m n. m.) v nadmořské výšce 975 m. Tok dlouhý 36,2 km má až po soutok s Jizerou ve výšce 280 m n. m. plochu povodí 218,6 km². Průměrný sklon toku je 19,2 ‰. Na horním úseku Kamenice byla vybudována přehradní nádrž Josefův důl. Pravostranný přítok Blatný potok pramení ve výšce 835 m n. m. a ústí do vodní nádrže Josefův důl. Plocha povodí je 9,6 km², délka toku 6,0 km a průměrný sklon 17,5 ‰. Jedlová přitéká do Kamenice zleva; pramení ve výšce 973 m n. m. mezi Černou horou (1 085 m n. m.) a Jizerou (1 122 m n. m.). Plocha povodí je 10,6 km², délka toku 6,96 km a průměrný sklon 58,6 ‰. Bílá Desná pramení západně od hory Jizera (1 122 m n. m.) ve výšce 977 m n. m. Zaujímá povodí o ploše 15,9 km², dosahuje délky 11,3 km a sklonu 43,3 ‰. Černá Desná pramení západně od Černého vrchu (1 024 m n. m.) v nadmořské výšce 880 m. Odvodňuje plochu 26,6 km², má tok dlouhý 10,2 km a průměrný sklon 36,2 ‰. Na středním toku Černé Desné byla vybudována přehradní nádrž Souš. Soutokem Bílé a Černé Desné vzniká v nadmořské výšce 484 m vodní tok Desná, jež se ve výšce 440 m n. m. vlévá v Tanvaldu zleva do Kamenice.

Povodí Mohelky

Mohelka (obr. 2.16) pramení na jihozápadním svahu Černostudničního hřbetu v nadmořské výšce 605 m. Do Jizery ústí zprava v nadmořské výšce 225 m. Tok je dlouhý 43,2 km, průměrný spád 8,8 ‰ a plocha povodí 176,7 km².

Úmoří Baltského moře

Povodí Lužické Nisy

Lužická Nisa pramení na severním svahu Černostudničního hřbetu ve výšce 639 m n. m. České území opouští v Hrádku nad Nisou ve výšce 235 m n. m.; je levostranným přítokem Odry a tvoří hraniční tok mezi Polskem a Německem. Na českém území má povodí Lužické Nisy plochu 375,3 km² při délce toku 53 km a průměrném sklonu 7,6 ‰. Plocha povodí nad soutokem Bílé Nisy činí 25,2 km²; povodí nad soutokem s Černou Nisou má rozlohu 138,7 km². Významným pravostranným přítokem je Bílá Nisa. Pramení ve vyšší nadmořské výšce (765 m) než Lužická Nisa a při soutoku s ní má větší délku (11,4 km, resp. 8,2 km). Bývá někdy považována za hlavní zdrojnicí Lužické Nisy (Balatka a Sládek, 1962,

Štefáček, 2008). Bílá Nisa odvodňuje plochu 22,1 km² a dosahuje průměrného sklonu 27,0 ‰. Na řece jsou vybudovány přehradní nádrže Bedřichov II a III. Černá Nisa pramení pod Olivetskou horou (886 m n. m.) v nadmořské výšce 821 m. Délka toku je 14,2 km, plocha povodí 27 km² a průměrný sklon 34,2 ‰. Jeřice pramení v 810 m n. m. na jihovýchodním svahu Poledníku (864 m n. m.). Tok, jež odvodňuje území o ploše 77,8 km², má délku 19,4 km a průměrný sklon 27,2 ‰. Jeřice se zprava vlévá do Lužické Nisy u Chrastavy ve výšce 285 m n. m. Oleška do Lužické Nisy ústí zprava již na německém území. Pramení v nadmořské výšce 555 m. v Oldřichovské vrchovině a na českém území dosahuje délky 11,0 km. Plocha povodí zaujímá 26 km²; sklon toku dosahuje průměrně 28,2 ‰.

Povodí Smědé

Tok Smědé pramení pod vrcholem Jizery (1 122 m n. m.) ve výšce 875 m n. m. Někdy bývá pramenný úsek uváděn pod názvem Hnědá Smědá a vlastní tok Smědé je značen až od soutoku s Černou a Bílou Smědou. Plocha povodí po státní hranici s Polskem činí 273,8 km². Tok je při opuštění českého území v nadmořské výšce 209 m. dlouhý 45,9 km a dosahuje průměrného spádu 14,51 ‰. Na polském území se užívá název Witka. Zleva přitékající Černý potok pramení na severním svahu Černé hory (1 085 m n. m.) ve výšce 1 036 m n. m. Na 5,6 km délky dosahuje průměrného sklonu 116,4 ‰ a odvodňuje plochu 6,7 km². Sloupský potok (také Velký Štolpich) pramení na svazích Holubníku (1 070 m n. m.) v nadmořské výšce 963 m. Odvodňuje plochu 20,0 km² a na 9,6 km délky toku má sklon 65,2 ‰. K soutoku s Malým Štolpichem má tok sklon 116,0 ‰. Do Smědé ústí zleva. Lomnice vyvěrá na severním svahu Smrku (1 124 m n. m.) ve výšce 1 070 m n. m. Průměrný sklon Lomnice je 45,6 ‰, délka toku při pravostranném vyústění do Smědé u Raspenavy je 16,7 km a plocha povodí 36,2 km².

Povodí Kwisy

Kwisa je levým a největším přítokem Bóbru, jenž ústí do Odry. Prameniště, tvořené třemi zdrojnicemi nazývanými Widly I–III, se nachází v oblasti sedla Rozdroże Izerskie (na severovýchodním svahu Wysoke kopy). Dosahuje délky 128 km² a odvodňuje území o rozloze 1 026,3 km². Na české území zasahuje 31,4 km² povodí. Mrožynka je levostranným přítokem Dluého potoka, který ústí zprava do Kwisy. Pramení severozápadně od Kowalówki (888 m n. m.) ve výšce 810 m n. m. Je dlouhá 11 km, dosahuje průměrného spádu 44 ‰.

Povodí Kamienne

Kamienna je stejně jako Kwis a levým přítokem Bóbru. Pramení v západních Krkonoších ve výšce kolem 1 100 m n. m. pod vrchem Mumlavski Wierch (1 219 m n. m.). Kamienna dosahuje délky 35 km a průměrného spádu 23,4 ‰. Vodní tok tvoří hranici mezi Krkonošemi a Jizerskými horami. Odvodňuje velkou část polských Jizerských hor. Mala Kamienna pramení pod Garbami Izerskimi (1 084 m n. m.) v oblasti sedla Rozdroże Izerskie. Směřuje východojihovýchodním směrem a po 11 km se vlévá do Kamienne, průměrný sklon je 49,1 ‰. Kamienica je levým přítokem Bóbru, pramení mezi Kamienicou (973 m n. m.) a Kowalówkou (888 m n. m.). Tok dosahuje délky 21 km a spádu 27,3 ‰.

2.6 Klimatické poměry

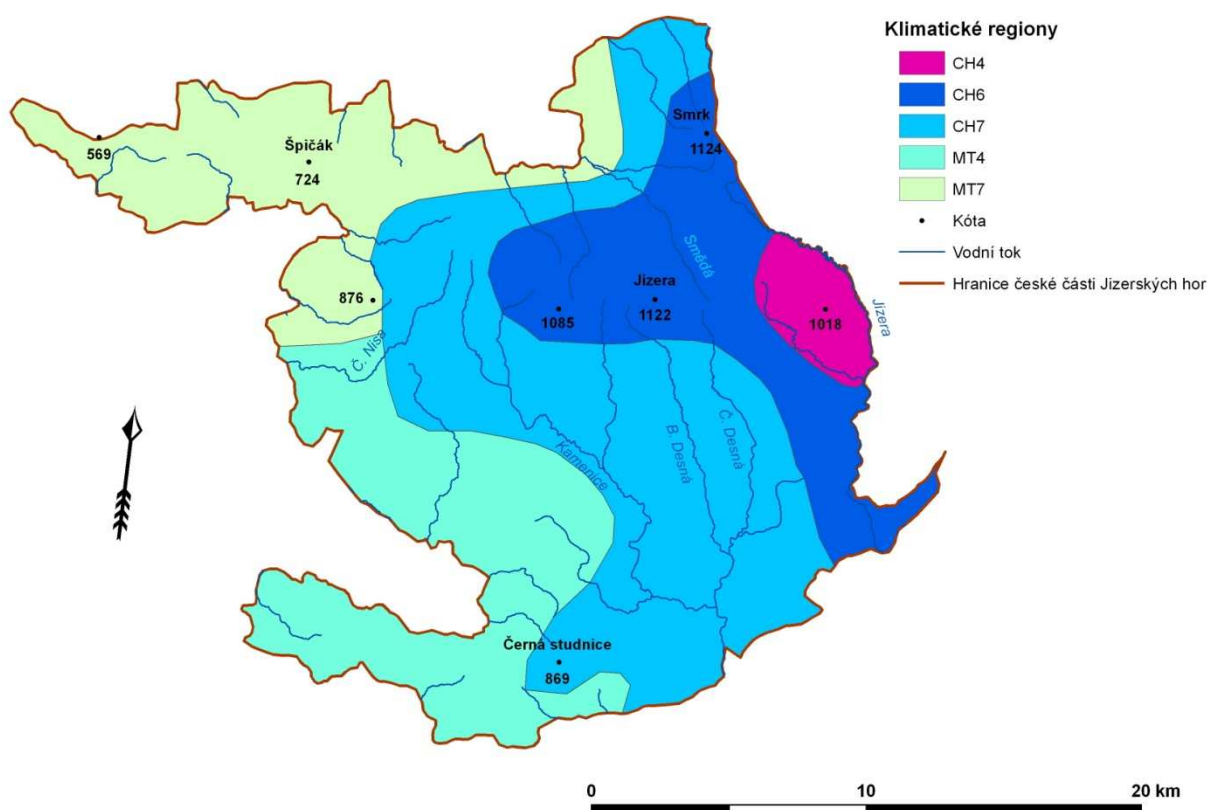
Vzhledem k rozpětí nadmořských výšek jsou klimatické charakteristiky oblasti variabilní. Dle Quitta (1971) je území rozděleno na tři chladné (CH) a dvě mírně teplé (MT) oblasti. Nejchladnějším regionem je oblast Velké a Malé Jizerské louky, patřící do regionu CH4. Zbytek vrcholové části Jizerských hor náleží do regionu CH6. Pramenná oblast Bílé a Černé Nisy leží v oblasti CH7, stejně jako většina povodí Kamenice. Jihozápadní svahy pohoří již patří do oblasti MT4. Nejteplejší oblastí je Albrechtická a Oldřichovská vrchovina (MT7, viz obr. 2.17). Podle Köppenovy klasifikace se v zájmovém území nachází tři klimatické regiony z celkového počtu čtyř v rámci České republiky (Tolasz et al., 2007). Vrcholové partie náleží do regionu Dfc (boreální oblast). Nižší polohy patří do regionu Dfb, charakterizovaného hemiboreálním klimatem. Podhorské lokality patří do mírně teplého oceánského klimatu (Cfb, Tolasz et al., 2007).

Klima Jizerských hor je charakteristické vysokými úhrny srážek. Zejména v návětrné oblasti severního zlomového svahu a ve vrcholových partiích dosahují úhrny srážek přes 1 200 mm ročně. V nižších polohách se roční úhrn srážek pohybuje mezi 800 a 1 000 mm (Tolasz et al., 2007). Rekordním denním úhrnem srážek v České republice bylo 345,1 mm na Nové Louce v oblasti Blatného potoka dne 29. 7. 1897 (Štekl et al., 2001). V centrální části pohoří leží sněhová pokrývka více než 160 dní v roce (Tolasz et al., 2007).

Denní i roční režim chodu teplot je závislý především na nadmořské výšce a lokální morfologii území. Průměrná roční teplota v podhorských oblastech se pohybuje maximálně kolem 7 °C, ve výšce kolem 800 m n. m. kolísá kolem 5 °C. Ve vrcholových partiích průměrná roční teplota klesá pod 4 °C (Tolasz et al., 2007). Specifickým klimatem se

vyznačuje Velká a Malá Jizerská louka. V těchto tektonických depresích se především v nočním období často tvoří radiační teplotní inverze. Amplitudy teplot mezi dnem a nocí jsou v porovnání s okolními lokalitami výrazně vyšší. Teplota vzduchu v této lokalitě klesá pod bod mrazu i během vrcholného léta (Sobik a Blaš, 2010).

Poznatků o vývoji paleoklimatu není mnoho. Ze vzorku rašeliny zkoumal vývoj podnebí posledních 8 500 let Skrzypek et al. (2009) v povodí Jagniecyho potoka. Před 8 500–7 900 lety byla teplota vyšší až o 2,5 °C oproti současnosti a dominovala lesostepní vegetace. Vlhčí a chladnější klima působilo před 7 900–5 400 lety. Další teplá perioda nastala v období klimatického optima (kolem 5 000 let před současností). Od této doby se postupně ochlazovalo až do období klimatického minima (před 1 600 lety), kdy byla průměrná teplota asi o 1 °C nižší než v současnosti. Teplotní rozdíl mezi klimatickým optimem a minimem činí 3,6 °C (Skrzypek et al., 2009).

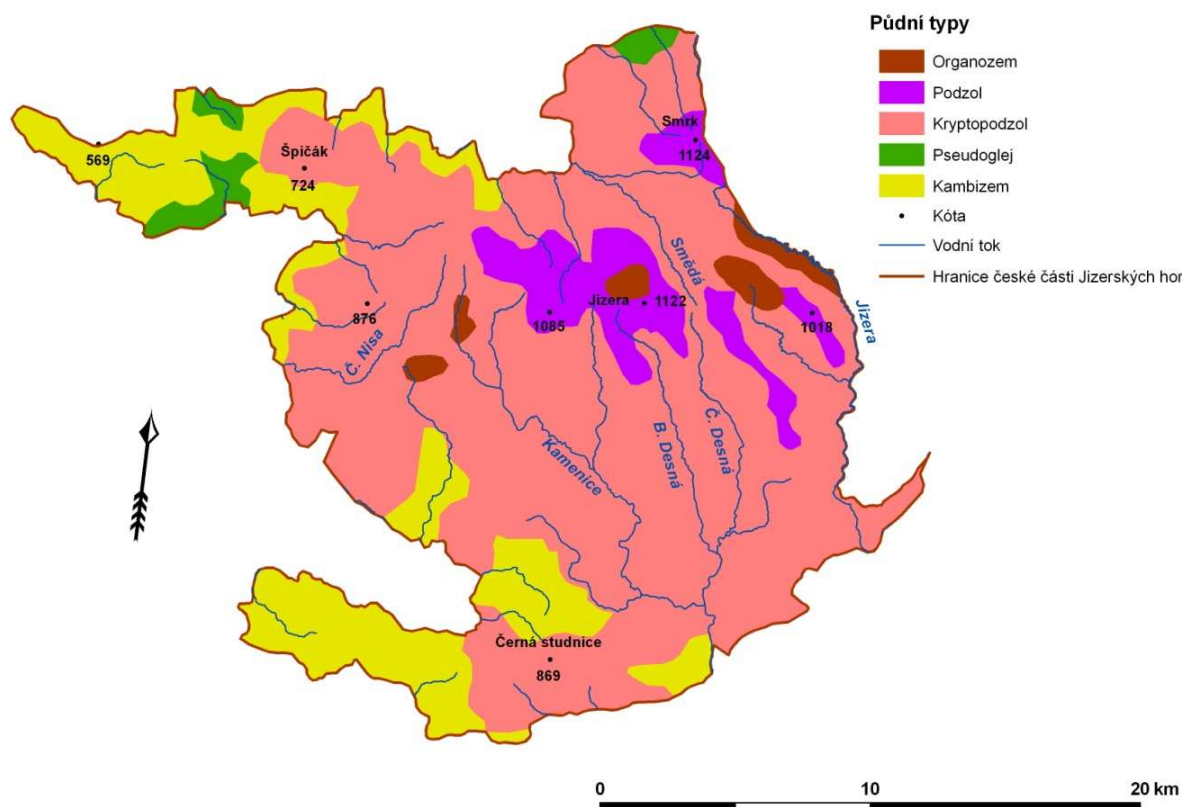


Obr. 2.17: Klimatická klasifikace české části Jizerských hor. Zdroj: Quitt (1971).

2.7 Půdní poměry

Půdní poměry jsou ovlivněny zejména typem půdotvorného substrátu, nadmořskou výškou a vegetačním pokryvem. Protože většina území je budována kyselými horninami, půdy jsou většinou chudé a mají nízké pH, jehož hodnoty se pohybují v intervalu 3,5–5,5 (AOPK ČR, 2012). Vliv na kyselost půdy mají také porosty smrkové monokultury. Z hlediska zrnitosti převažují ve vyšších polohách lehké půdy, v nižších polohách těžké jílovitohlinité půdy (AOPK ČR, 2012).

V nejvyšších polohách se na mírně ukloněných svazích vyvinuly organozemě, konkrétně půdy vrchovištní (Tomášek, 2003) tvořící rozsáhlá rašeliniště. Ve zbylých partiích nejvyšších poloh je půdní typ tvořen zejména kryptopodzoly či podzoly (obr. 2.18). Na okrajových svazích Jizerských hor a v nižších polohách se vyvinuly kambizemě (Tomášek, 2003). Výjimečně tvoří půdotvorný substrát vulkanity; na těchto horninách jsou vyvinuty eutrofní kambizemě s bohatou vegetací. Na svazích se skalními výchozy se objevují rankery a litozemě (AOPK ČR, 2012). Polská strana zájmového území se geologickými, výškovými, ani klimatickými poměry neliší, tudíž rozmístění půdních typů je analogické (Kabała a Chodak, 2000).



Obr. 2.18: Půdní typy české části Jizerských hor. Zdroj: Tomášek (2003).

2.8 Flóra a fauna

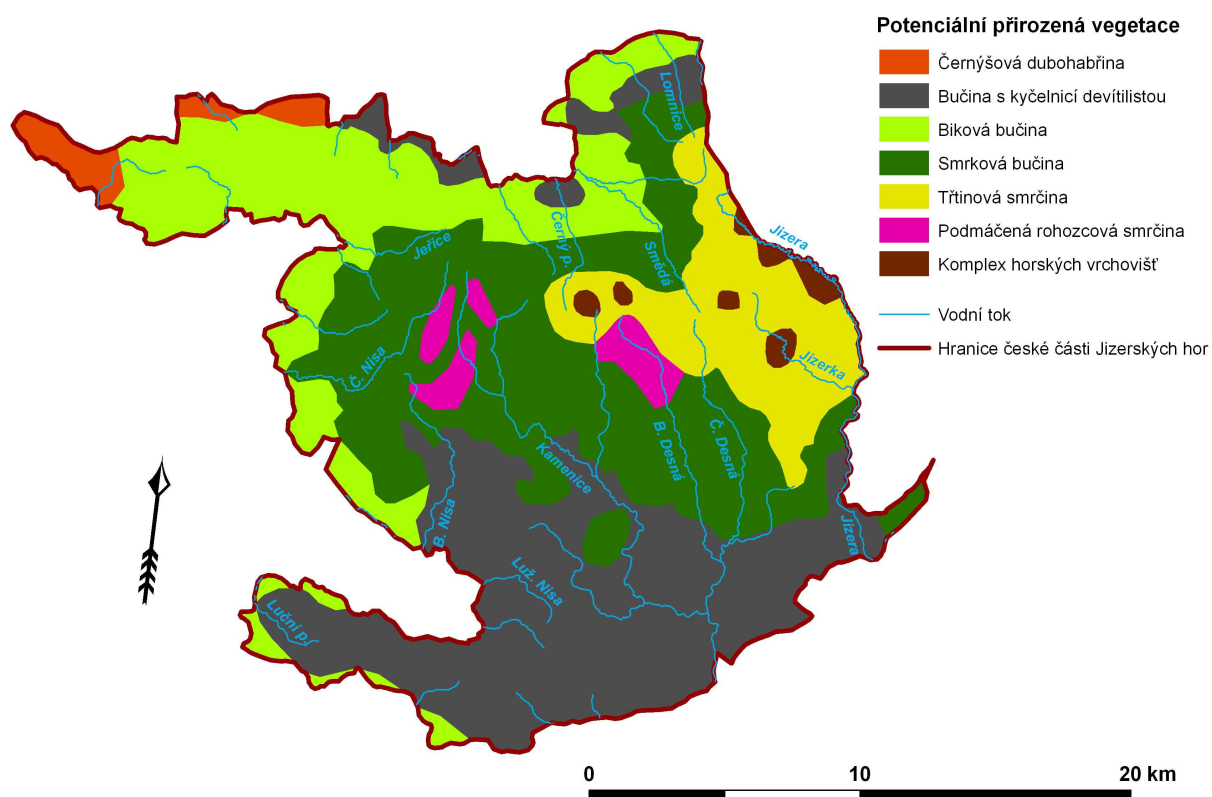
2.8.1 Flóra

Rozmanitost vegetace je ovlivněna především klimatickými podmínkami, geologickým podložím a morfologií vrcholových partií pohoří. Obr. 2.19 znázorňuje rozložení potenciální přirozené vegetace na české straně zájmového území (Neuhäuslová et al., 1997, CENIA, 2011). V porovnání s Krkonošemi je květena Jizerských hor chudší, což je dáno zejména absencí alpínského pásma. Bohatý bylinný podrost se nachází například na Bukovci (AOPK, 2012). Hlavním přirozeným vegetačním typem Jizerských hor je les. Přirozené bezlesí se vyskytuje jen na skalních výchozech, suťoviscích a rašeliništích. Přirozenému stavu blízké lesy s převahou buku lesního se nacházejí zejména na severním svahu pohoří. Toto území je pod ochranou NPR Jizerskohorské bučiny. Fragmenty původních smrkových porostů se vyskytují jen ve vrcholových partiích pohoří. Většinu plochy lesů tvoří druhotné smrkové monokultury, které se v 80. letech minulého století ukázaly jako náchylné vůči vysokým hodnotám imisí NO_x a SO_x . V tomto období byla průmyslovými imisemi zničena velká část porostů ve vrcholových partiích. Unikátní společenstva Jizerských hor představují rašeliniště, která zahrnují velké množství rostlinných druhů. Mezi vzácné rostliny vázané na rašeliniště patří např. blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*), rosnatka okrouhlolistá (*Drosera rotundifolia*), bříza trpasličí (*Betula nana*) a vrba plazivá (*Salix repens*, Wojtuń et al., 2000, AOPK, 2012). V jizerských horách se rašeliniště rozkládají na ploše necelých 300 ha (Wojtuń et al., 2000), k největším patří Rašeliniště Jizery a Jizerky na Malé a Velké Jizerské louce.

2.8.2 Fauna

Charakter místní fauny je ovlivněn především klimatickými podmínkami a typem vegetace. Faunisticky významnými oblastmi jsou zejména rašeliniště, kde se často vyskytují glaciální relikty. Podle AOPK (2012) se jedná např. o slíďáka vrchovištního (*Arctosa alpigena lamperti*), klínovníčka suchopýrového (*Glyphipterix haworthana*), střevlíky (*Agonum erriceti*), kosa horského (*Turdus torquatus*), apod. V bukových porostech žije mlok skvrnitý (*Salamandra salamandra*), vzácně i čáp černý (*Ciconia nigra*) a včelojed lesní (*Pernis apivorus*). Jedním z mála druhů, kterému prospělo odlesnění vrcholových partií, je tetřívěk obecný (*Tetrao tetrix*, AOPK, 2012). Významný je výskyt rejska horského (*Sorex alpinus*)

a 12 druhů netopýrů. V současnosti se v oblasti vyskytuje i rys ostrovid (*Lynx lynx*, AOPK, 2012).



Obr. 2.19: Potenciální přirozená vegetace v české části Jizerských hor. Zdroj: Neuhauslová et al. (1997), CENIA (2011).

3. POUŽITÉ METODY

3.1 Terénní výzkum

Cílem terénního výzkumu bylo zaměření bodů pomocí GPS přístroje Trimble GeoExplorer XH 2008. Tyto body sloužily pro georeferencování šesti leteckých měřických snímků (viz obr. 3.1) z roku 1938, které poskytl VGHMÚř Dobruška. Snímky o velikosti 18 x 18 cm a přibližném měřítku 1 : 15 700 byly skenovány s rozlišením 1 800 dpi. Jeden pixel tedy odpovídá 0,22 m.

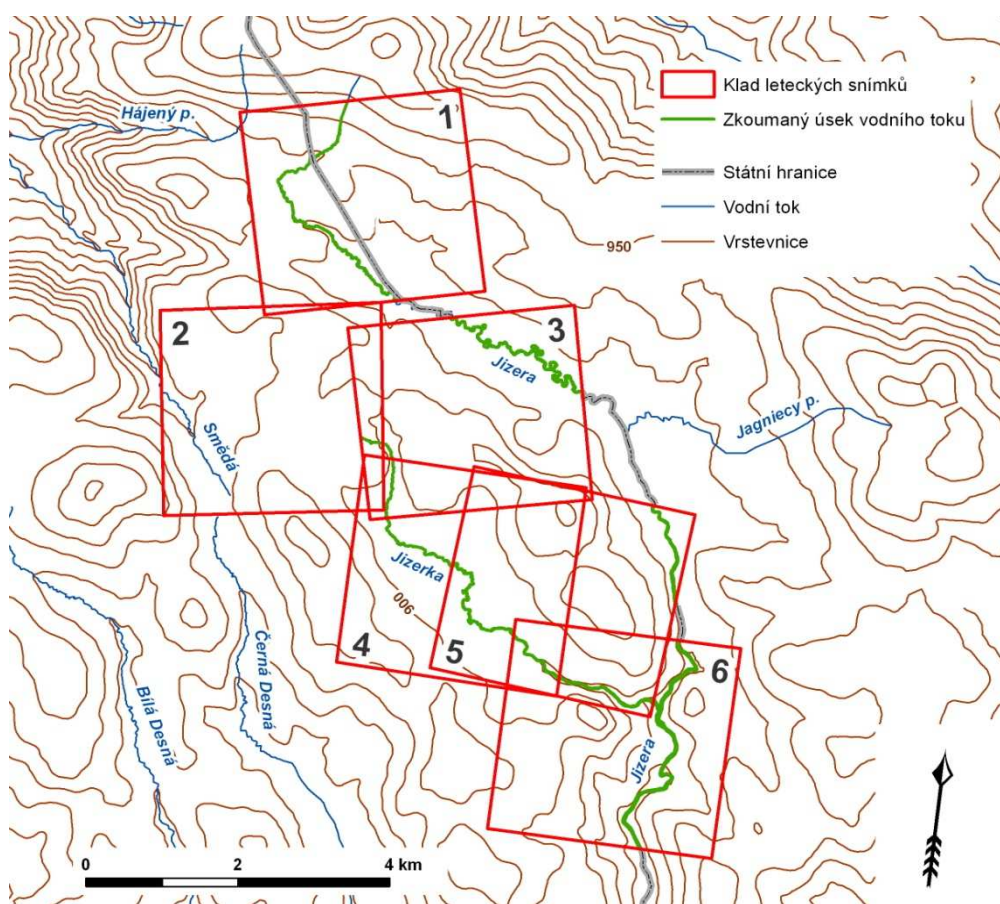
Terénní výzkum probíhal v červnu 2012 v oblasti povodí Jizerky a horního toku Jizery po soutok s Jizerkou. Body byly v krajině vybrány tak, aby byly dobře identifikovatelné na leteckých snímcích a mohly tak být využity při georeferencování snímků. Zpravidla byly vybírány křižovatky silnic a domy s nezměněným půdorysem. Bylo zaměřeno celkem 43 bodů potřebných pro další zpracování. Měření polohy každého bodu bylo prováděno po dobu 120 s, kdy se průměrováním minimalizovala polohová chyba. Polohová chyba nabývala na měřených bodech hodnoty od 0,6 do 1,1 m. Poloha šesti bodů nemohla být kvůli slabému signálu GPS (vlivem husté lesní vegetace) přijímače zaměřena a tyto body nebyly pro další práci použity.

3.1.1 Georeferencování snímků a vektorizace toků

Za účelem osazení leteckých snímků z roku 1938 do souřadnicového systému S-JTSK byl v prostředí ArcGIS 10 použit nástroj *Georeferencing*. Každému zvolenému bodu na leteckém snímku se souřadnicemi (*X Source*; *Y Source*) byly přiřazeny souřadnice importované z GPS přijímače (*X Map*; *Y Map*). Pomocí 5–8 bodů byl každý z leteckých snímků usazen do požadovaného souřadnicového systému. Snímky měly po usazení různou polohovou odchylku, jež je zpravidla uvedena v pixelech. Hodnoty pixelů byly přepočítány na metry (viz tab. 3.1). Příčinou odchylek je především geometrická deformace leteckých snímků při jejich pořizování, odchylka měření GPS přijímače a nepřesnosti při usazování snímků do systému S-JTSK v prostředí ArcGIS. Výsledná odchylka georeferencovaných snímků se pohybuje mezi 0,07 m a 1,05 m. Největší hodnotu nabývá v oblasti pramene Jizery, kde se nacházel malý počet vhodných bodů pro GPS měření (neobydlená oblast). Existující

letecké snímky z roku 1938 bohužel nepokrývají celou délku horního toku Jizery (viz obr. 3.1).

Nad georeferencovanými snímky byla vytvořena liniová vrstva toků. V pramenných úsecích Jizery a Jizerky je tok reprezentován pouze jednou linií. Níže po proudu, kde jsou zřetelně patrné oba břehy toků, byly vektorizovány obě břehové linie. Tento postup byl aplikován i pro současný stav toků. Podkladem byly ortofotomapy z roku 2012 s rozlišením 0,5 m (CENIA, 2012). Základním kritériem pro rozdělení toků na úseky byla sinuosita toku, která je dána poměrem mezi skutečnou a přímkovou délkou úseku (Burbank a Anderson, 2001). Poté byla porovnávána délka jednotlivých úseků toku a také největší změna polohy koryta v rámci úseku.



Obr. 3.1: Klad leteckých snímků

Tab 3.1: Přesnost georeferencování leteckých snímků.

Snímek č.	Odchylka [pix]	Odchylka [m]
1	4,76	1,05
2	0,30	0,07
3	3,52	0,77
4	1,04	0,23
5	1,10	0,24
6	3,44	0,76
Průměr	2,36	0,52

3.2 Morfometrické charakteristiky zájmového území

Základním digitálním podkladem pro tvorbu digitálního modelu reliéfu (DMR) byla pro českou stranu území vrstevnicová mapa DMU25 s měřítkem 1 : 25 000 a základním intervalem vrstevnic 5 m. Polská vrstevnicová mapa téhož měřítka měla základní interval vrstevnic 10 m. V prostředí programu ArcGIS 10.0 byl za použití extenze *3D Analyst* vytvořen tzv. TIN (*Triangulated Irregular Network*). Pomocí funkce *Topo to Raster* (*Spatial Analyst Tools > Interpolation*) byl vytvořen rastr s velikostí buňky 10 x 10 m. Rastr byl následně využit při analýze výškových poměrů, sklonitosti a orientace svahů a při tvorbě podélných a příčných profilů (viz níže).

Mapa rozložení nadmořských výšek byla vytvořena z TINu. Výsledný histogram obsahuje deset intervalů nadmořských výšek (obr. 2.8): 200–300; 300–400; 400–500; 500–600; 600–700; 700–800; 800–900; 900–1 000; 1 000–1 100; 1 100–1 200 m n. m. Procentuální zastoupení jednotlivých intervalů bylo zjištěno pomocí funkce *Reclass* (*Spatial Analyst*). Intervaly hodnot byly exportovány do MS Excel za účelem zhotovení histogramu.

Rastr s velikostí buňky 10 x 10 m byl použit k výpočtu sklonitosti svahů v programu ArcGIS. V souboru nástrojů *Spatial Analyst* se aplikoval v nabídce *Surface* nástroj *Slope*. Rozdělení intervalů sklonitosti vychází z Demka et al. (1987): 0–2° (rovinné plochy); 2–5° (mírně skloněné plochy); 5–15° (značně skloněné plochy); 15–25° (příkře skloněné plochy); 25–35° (velmi příkře skloněné plochy); 35–55° (srázy). Kategorie 55–90° (stěny) nebyla

v území klasifikována. Podobně jako v případě rozložení nadmořských výšek byl vytvořen histogram (obr. 2.11).

Z rastru vychází i výpočet orientace svahů vůči světovým stranám. V souboru nástrojů byla použita funkce *Aspect* (*Spatial Analyst > Surface*). Čtyři hlavní a čtyři vedlejší světové strany zaujímají výseče po 45°. Třídy orientace jsou určeny následovně: sever 0–22,5° a 357,5–360°; severovýchod 22,5–67,5°; východ 67,5–112,5°; jihovýchod 112,5–157,5°; jih 157,5–202,5°; jihozápad 202,5–247,5°; západ 247,5–292,5° a severozápad 292,5–337,5°. Procentuální zastoupení tříd bylo určeno obdobně jako ve výše uvedených případech (obr. 2.13).

Relativní výšková členitost byla určena taktéž v prostředí ArcGIS. Základním datovým souborem byla sada bodů s atributem výškového rozdílu $h_{max} - h_{min}$ pro čtverec o ploše 16 km². Čtverce byly při měření relativní výškové členitosti posouvány o 2 km v severojižním i západovýchodním směru. Tento postup vychází z práce Kudrnovské (1975). Třídy relativní výškové členitosti, týkající se zájmového území, jsou následující (Kudrnovská, 1975): 150–200 m (plochá vrchovina), 200–300 m (členitá vrchovina), 300–450 m (plochá hornatina), 450–600 m (členitá hornatina), nad 600 m (velehornatina). Území s nejvyšší relativní výškovou členitostí (600–700 m) se nachází na severním zlomovém svahu a jeho klasifikace do kategorie velehornatiny je výsledkem zvolené plochy čtverce.

Při výběru vhodné interpolační metody bylo testováno několik metod ze souboru nástrojů *Geostatistical Analyst*: deterministické interpolace (*IDW*, *Local Polynomial*, *Global Polynomial*, *Radial Basis*), geostatistické interpolace (*Kriging*) a interpolace s bariérou (*Kernel Smoothing*). Pro každou z těchto metod byla vytvořena mapa relativní výškové členitosti (obr. 2.14) a tabulka s předpovídanými a faktickými hodnotami výškového rozpětí v daném bodu. Při výpočtu odchylek byl každý bod z datové sady postupně vynechán a dopočítán na základě sousedních známých bodů. Posléze byly porovnány střední chyby u jednotlivých metod a jako nejpřesnější zvolena metoda *Kriging* s nejmenší odchylkou (0,2 m).

3.3 Řádovost toků dle Strahlera v prostředí GIS

Určení Strahlerovy klasifikace (sensu Strahler, 1957) v prostředí ArcGIS vychází z digitálního modelu reliéfu. Nejprve byly z DMR pro zájmové území vypočítány směry odtoku vody pomocí funkce *Flow Direction (Spatial Analyst Tools > Hydrology)*. Každá buňka v oblasti dostala jednu z osmi hodnot v závislosti na hlavní či vedlejší světové straně. Dalším krokem bylo užití funkce *Flow Accumulation*, která určuje množství buněk, jejichž odtok směřuje do další konkrétní buňky. Buňky s velkou akumulací odtoku jsou charakterizovány jako potenciální toky; buňky bez odtoku jsou hodnoceny jako potenciální hřebety. Následně byl pomocí nástroje *Raster Calculator (Spatial Analyst)* specifikován počet sousedících buněk, které mají tvořit vodní tok. Určení počtu buněk je subjektivní a je závislé na morfologii reliéfu. Aby se vytvořená síť toků shodovala s reálnou říční sítí Jizerských hor a nedocházelo k chybné klasifikaci řádovosti, zvolil jsem počet 600 buněk, které již tvoří vodní tok. Výsledný rastr toků byl propojen s rastrem směru odtoku pomocí funkce *Stream Link (Spatial Analyst Tools > Hydrology)* a doplněn informací o řádovosti vodních toků dle Strahlera pomocí funkce *Stream Order (Spatial Analyst Tools > Hydrology)*. Při automatickém generování řádovosti toků došlo v několika lokalitách k chybnému výpočtu řádovosti toků. Důvodem byl chybně lokalizovaný soutok několika toků v oblasti přehradních nádrží (nerespektování původního charakteru údolí) a na několika místech mimo přehradní nádrže. Řádovost toků byla proto vizuálně zkontrolována a případně opravena.

3.4 Podélné profily

Průběh podélných profilů vodních toků je důležitým indikátorem při výzkumu geologických a geomorfologických procesů v krajině. Největší pozornost je věnována náhlým zvýšením či snížením sklonu v podélném profilu vodního toku. Tato místa byla původně označována německým termínem *Knick* (Penck, 1925), v dnešní době se užívá anglický termín *knickpoint*, pokud má anomálie bodový charakter, nebo *knickzone*, pokud je oblast změny sklonu rozsáhlejší (Bíl a Máčka, 1999, Zaprowski et al., 2001, Hayakawa a Oguchi, 2009). Pro termín *knickpoint* je v práci užito označení *stupeň* a pojem *knickzone* je nahrazen spojením *úsek se zvýšeným sklonem*. Bylo stanoveno, že úsek se zvýšeným sklonem je taková tektonicky podmíněná část podélného profilu, která má délku nejméně 1 km a průměrný sklon nejméně 100 ‰. Úsekem procházejí tektonické linie. Tektonicky ovlivněným stupněm vždy prochází tektonická linie, nebo se nachází do vzdálenosti 200 m od stupně, a sklon stupně je

více než 70 %. Pokud má stupeň lokální sklon nižší než 70 %, musí být zřetelně patrný z podélného profilu. Zbylé faktory (litologie, vyšší erozní schopnost hlavního toku, nezjištěný vliv) byly určovány spíše na základě subjektivního posouzení.

Důležitým aspektem vývoje podélného profilu je odolnost hornin vůči fluvialní erozi. Relativně odolnější horniny vytvářejí úseky s velkým sklonem údolnice. Často se na těchto místech formují peřeje či vodopády. Problém při výzkumu představuje výskyt metamorfovaných hornin, kde rozdíl mezi typy hornin je často nejednoznačný (Hartvich, 2005). Larue (2008) uvádí, že litologicky podmíněné stupně si udržují stabilní polohu v rámci podélného profilu během různých fází zařezávání toku do podloží.

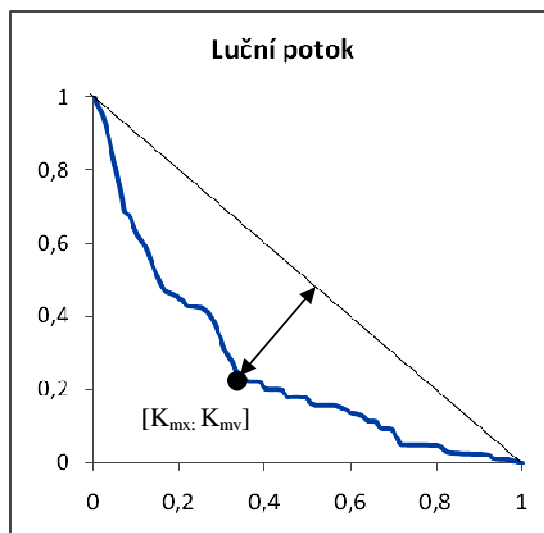
Na vývoji deformací v profilu se také podílí změna erozní báze (Zaprowski et al., 2001). Pokles erozní báze způsobuje zvýšení zpětné eroze vodního toku. Příkladem snížení erozní báze je změna hladiny oceánu nebo jezera či tektonické pohyby. Stupně podmíněné změnou erozní báze podstupují, na rozdíl od stupňů litologicky podmíněných, migraci proti směru toku (Larue, 2008). Další příčinou změny v profilu může být rozdílná erozní schopnost hlavního a vedlejšího toku (Hartvich, 2005). Podélný profil menšího toku v určitém místě nabývá výrazného sklonu až do místa soutoku s hlavním vodním tokem. Údolí menšího toku může být vyvinuto až do podoby visutého údolí. Změnu v profilu může způsobit i akumulace vzniklá sesuvy, řícením apod. Antropogenní aktivita modifikuje podélný profil toku prostřednictvím jezů a přehrad. Z klimatického hlediska působí na formování podélných profilů úhrn srážek, jehož zvýšení může urychlit zpětnou erozi toku (Douglass a Schmeckle, 2007, Roe et al., 2002). K modifikaci podélných říčních profilů nepřímo vedla cykličnost klimatických změn v kvartéru.

Největší vliv na průběh podélných profilů mají obecně vertikální tektonické pohyby. Vlivem změny sklonitostních poměrů v území dotčeném tektonickými procesy se zvyšuje zpětná eroze vodního toku a stupně tak mohou migrovat proti směru proudu vodního toku (Harbor et al., 2005, Larue, 2008). Larue (2008) navíc tvrdí, že tektonicky podmíněné stupně migrují proti směru proudu i v závislosti na změnách průtoku vodního toku, a jsou tak závislé i na velikosti povodí a litologii. Rozměr stupně při jeho relativním pohybu směrem k prameni se však mění. Hlavní příčinou je změna podmínek při postupu proti směru toku. Příkladem je snížení průtoku a menší množství splavenin a plavenin nad ústím přítoků (Crosby a Whipple, 2006). V tektonicky aktivních oblastech však není vyloučena ani stabilní pozice stupňů,

vázaná např. na diferencovaný zdvih (Harbor et al., 2005). Stupně jsou často indikátory změn v odvodnění povodí (např. Zaprowski et al., 2001). Je nutné zdůraznit, že vzhledem k neustálému působení geomorfologických činitelů na reliéf je rovnovážný stav v podélném profilu dosažen zřídka (Crosby a Whipple, 2006).

Pro jednoznačné určení vlivu tektoniky na výskyt úseků se změnou spádu toku je nutné, aby zájmová oblast disponovala maximální litologickou a klimatologickou jednotností (Merriots a Vincent, 1989). Tuto podmínku oblast Jizerských hor relativně splňuje z hlediska litologického. I přesto se nemohou vyloučit další faktory ovlivňující průběh podélných profilů (viz výše).

Při tvorbě profilů v programu ArcGIS byla užita extenze *3D Analyst*. Linie vytvářeného profilu byla vedena kolmo na vrstevnice a zpravidla se překrývala s linií vodního toku (viz níže). Důležitým krokem pro zachycení změn v podélném profilu bylo stanovení kroku měření nadmořské výšky na profilu. Při volbě menšího intervalu měření (20 m) docházelo k chybám stanovování nadmořské výšky bodu, a to zejména v oblastech profilu s nízkým sklonem. Krok měření byl nakonec stanoven na 50 m. Data pro podélné profily byla exportována do programu MS Excel 2007 za účelem vizuálně lepšího zpracování naměřených dat. Za účelem porovnání různě dlouhých toků s odlišnými převýšeními byla data vizualizována v normovaném XY bodovém grafu (sensu Demoulin, 1998). Na ose x a y mají data krajní hodnoty 0–1. Při výpočtu normovaných hodnot na obou osách bylo užito následujících vztahů: $x = L_i / L$ (L_i – délka profilu v určitém místě, L – celková délka profilu), $y = \Delta H_i / \Delta H$ (ΔH_i – rozdíl nadmořských výšek mezi daným bodem na profilu a koncem profilu, ΔH – rozdíl nadmořských výšek mezi počátkem a koncem profilu). U všech grafů byla za účelem přesnějšího posuzování anomálií v profilu sestrojena také křivka lokálního sklonu toku. Lokální sklon určuje sklon mezi sousedními body, z nichž se sestrojila křivka normovaného profilu. V normovaných grafech byly poté určeny souřadnice bodu (K_{mx} a K_{my}), který se nachází v normovaném profilu nejdále od přímé spojnice pramen–ústí (obr. 3.2). Hledaný bod se nachází na průsečíku nejdelší kolmice ke spojnici pramen–ústí s normovaným profilem. Bod charakterizuje nejvyšší míru vyklenutí normovaného grafu. Hodnota vyklenutí byla užitečná při klasifikaci podélných profilů. Parametry K_{mx} a K_{my} aplikuje ve své práci Borská (2008).



Obr. 3.2: Určení bodu ležícího nejdále od spojnice pramen–ústí. Dle Borské (2008).

Podélné profily byly ve studovaném území vytvářeny pouze pro toky, jež dosáhly na území Jizerských hor (nebo již mimo území Jizerských hor, pokud toky pramenily v Jizerských horách) 4. řádu dle Strahlera. Po soutoku s tokem V. řádu byl podélný profil ukončen s ohledem na rozdílnou erozní schopnost toku při zvýšení řádu toku. Počátek profilu je vždy shodný s pramenem daného vodního toku. V zájmovém území bylo vyhotoveno celkem 30 podélných profilů vodních toků 4. řádu dle Strahlera (Strahler, 1957). Řád toku je přímo úměrný velikosti povodí, rozsahu koryta a průtoku. Z tohoto důvodu lze podélné profily toků stejného řádu přesněji porovnat. Rozmístění profilů je znázorněno v kap. 4 na obr. 4.2. Problém nastal při určení pramene Jizery, poněvadž na české i polské straně se nachází jedna pramenná oblast. V současnosti je dle Pilouse (2008, 2009) hlavní zdrojnicí tok, pramenící na jižním svahu Stogu Izerského, který je delší a má vyšší průtok. Proto byla při vykreslování profilu zvolena polská pramenná část Jizery.

Tvorbu a vyhodnocení podélných profilů komplikují vodní nádrže ve studované oblasti (Josefův důl, Bedřichov, Souš). Vrstevnice nevystihují původní morfologii údolí před napuštěním přehrady a oblast hráze se projevuje jako výrazný stupeň na profilu. Při konstrukci podélného profilu v místě vodních ploch byla proto vynechána data od ústí toku do přehradní nádrže až po patu hráze. V podélném profilu se tak oblasti přehradních nádrží zobrazují jako mírně ukloněné úseky profilu, které mají stálý lokální sklon. Profily Kamenice a Blatného potoka, jejichž přirozený soutok se nachází v oblasti vodní nádrže Josefův Důl, byly zkráceny o úsek probíhající touto přehradní nádrží.

Anomálie v průběhu podélných profilů a jejich lokální sklonitosti byly konfrontovány s geologickou stavbou území. Na české straně Jizerských hor byly použity geologické mapy 1 : 50 000, list Liberec (Chaloupský, 1988), Frýdlant (Chaloupský, 1990), Jablonec nad Nisou (Coubal, 2001) a Hrádek nad Nisou (Domečka a Pospíšil, 2001) a také geologické mapy 1 : 25 000, list Liberec (Klomínský, 2006), Jablonec nad Nisou (Klomínský, 2006), Tanvald (Mrázová et al., 2006) a Harrachov (Mrázová a Štěpánek, 2007). Na polské straně pohoří byly vzhledem k nedostatku jiných geologických podkladů profily porovnány s geologickou mapou území 1 : 100 000 (Kozdrój et al., 2001) a s přesnými pruskými mapami Berga (1925) a Berga a Ahrense (1925) v měřítku 1 : 25 000. Z uvedených map byla také zhodnocována homogenita litologie na profilech. Byly porovnávány změny sklonů na profilu s hranicemi litologických jednotek.

Průběh profilů byl porovnán rovněž s morfotektonickou vrstvou lineací I. kategorie, kterou publikoval Lysenko (2005) na základě své předchozí studie (Mrázová et al., 2002). Lineace I. kategorie jsou definovány jako lineace shodné s geologicky zjištěnými nebo předpokládanými zlomy, lineace navazující na zlomy, nebo blízce souběžné se zlomy (Lysenko, 2005). Autor přítomnost lineací vyhodnotil na základě morfotektonické analýzy, která sleduje vztahy mezi geologickou stavbou a reliéfem. Podkladem k lineacím byly geologické mapy, materiály DPZ zaměřené na sestavení sítí fotolineací a analýza DMR a sklonů svahů. Vzniklý soubor lineací autor koreloval s geologickou stavbou, geofyzikálními poměry a geomorfologií území. Uvedená metodika je podrobně popsána v Mrázová et al. (2002). Nedostatkem při konfrontaci profilů s geologickým podložím na polské straně zájmového území je absence geologických map většího měřítka a téměř žádné údaje o morfotektonice území (viz obr. 4.2). Poloha zlomů na polském území byla převzata z geologické mapy 1 : 100 000 (Kozdrój et al., 2001), ve které je množství zobrazených zlomů relativně limitováno. V průběhu zpracování práce ještě bohužel nebyly dostupné geologické mapy České geologické služby v měřítku 1 : 25 000 pro severní část zájmového území, které by zpřesnily dosavadní znalosti o tektonice oblasti.

Klasifikace profilů je závislá na rozdílu nadmořských výšek mezi počátkem a koncem profilu a na délce a tvaru profilu. Při využití normalizovaných profilů se vlivy diferenciací délky a převýšení profilů redukuje a při klasifikaci profilů je možno vycházet z jejich průběhu. Ve starších pracích autoři aplikovali různé klasifikace podélných profilů. Demoulin (1998)

rozlíčil pomocí shlukové analýzy čtyři kategorie profilů na základě stupně konkavity profilu a pozice maximální konkavity v profilu. Hartvich (2005) rozdělil profily do pěti kategorií, přičemž kritériem je celkový tvar profilu. Borská (2008) na základě tvaru profilu a hodnot K_{mx} a K_{my} rozlišila tři základní skupiny profilů, z nichž každá obsahovala dvě podskupiny.

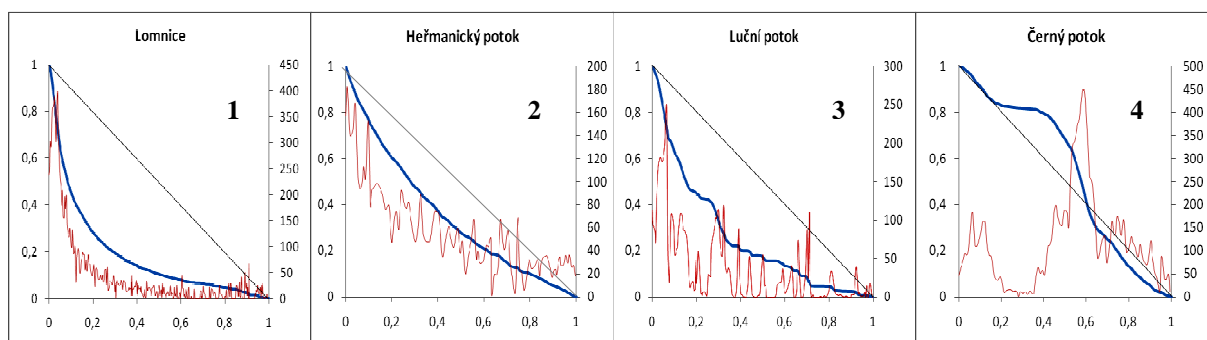
V této práci byla nejprve použita klasifikace, ve které bylo zohledňováno překročení či nepřekročení spojnice pramen–ústí profilem. Tato klasifikace se však ukázala jako nevhodná pro zájmové území z několika důvodů. Prvním důvodem byl výrazný stupňovitý profil Malé Jeřice (příloha A), který nepřesahuje spojnici pramen–ústí a tím byl zařazen do kategorie profilů s jiným celkovým průběhem (Oleška, Kamienna apod.). Naopak nevyvinutý profil Jagniecyho potoka, který spojnici přesahuje, byl zařazen mezi profily s vyvinutějším průběhem (např. Bílá Nisa, Smědá). Proto bylo od kritéria překročení či nepřekročení spojnice upuštěno.

Podélné profily byly následně rozděleny do čtyř kategorií v závislosti na tvaru křivky. Hlavním kritériem je podíl konvexních úseků v profilech a jejich výška v rámci profilu (obr. 3.3, obr. 5.2–5.5 a příloha A):

1. Výrazně vyvinutý konkávní profil; konvexní části nevýrazné či žádné
2. Méně vyvinutý konkávní profil; konvexní části nevýrazné či žádné
3. Méně vyvinutý konkávní profil se středně velkými konvexními částmi profilu
4. Profil s výraznými konvexními částmi

Pro kategorii 1 byla stanovena podmínka vyklenutí $K_{mx} < 0,30$ a současně $K_{my} < 0,40$. V této kategorii se konvexní části profilu zpravidla nevyskytují nebo mají vertikální rozsah do 10 % výšky profilu. V kategorii 2 hodnota K_{mx} leží v intervalu (0,10; 0,50) a současně K_{my} v intervalu (0,20; 0,70). Výška konvexních stupňů je rovna maximálně 10 % profilu. Profily kategorie 3 obsahují středně velké konvexní stupně s velikostí maximálně 35 % výšky profilu, zatímco výrazné stupně nad 35 % výšky profilu náleží do kategorie 4. Výrazné stupně tvoří zpravidla 50–60 % výšky profilu.

Podélné profily s výraznými změnami v jejich průběhu jsou komentovány v kapitole 4.1. Je nutné zdůraznit, že některé stupně jsou nevýrazné, případně zůstaly neodhaleny, což může být způsobeno nepřesnostmi digitálních podkladů. Identifikace anomálií je do jisté míry subjektivní záležitostí. Nicméně sestavení křivky lokální sklonitosti (sensu Demoulin, 1998) umožňuje objektivnější posuzování těchto stupňů, především u profilů s nevýrazným průběhem. Podélné profily jsou uvedeny v příloze A.



Obr. 3.3: Zobrazení typů podélných profilů na základě klasifikace podle jejich tvaru. Pozn.: Vedlejší svislá osa označuje lokální sklon toku v ‰. Číslo označuje kategorii.

3.5 Příčné profily

Při tvorbě příčných profilů v programu ArcGIS byla použita extenze *3D Analyst* a výše zmíněný rastr s rozlišením 10 x 10 m. Linie profilu byla vždy orientována kolmo na vrstevnice, v souladu se směrem spádnice. Příčné profily byly vedeny po celé šířce údolí a odečítání výškových bodů probíhalo v intervalu 50 m. Data z profilů byla exportována do programu Grapher, ve kterém byly profily následně zkonstruovány. Všechny profily náležící jednomu vodnímu toku byly pro přehlednost vyneseny do jednoho XY bodového grafu a posunuty po tak, aby dna profilů byla v jedné ose.

Příčné profily byly vytvářeny pro pět toků, jež reprezentují oblasti vymezené povodím těchto toků (Kamenice, Jizera, Smědá, Bílá Nisa/Lužická Nisa a Kwisá, viz Přílohu B.). Důvodem pro výběr Bílé Nisy v povodí Lužické Nisy je fakt, že Bílá Nisa je při soutoku s Lužickou Nisou delší a pramení ve větší nadmořské výšce. Pod soutokem s Lužickou Nisou byly příčné profily konstruovány pro tento tok. Příčné profily byly vytvářeny v místech soutoků s toky III. řádu dle Strahlera po celé délce hlavního toku až po hranici rastru. Profily

jsou číslovány od pramene daného toku. Mapy s lokalizací profilů a vlastní příčné profily jsou zařazeny v příloze B.

Za účelem posouzení tvaru údolí byl použit index otevřenosti R (Bull a McFadden, 1977). Index je vypočítán jako poměr šířky údolí L a průměrné hloubky údolí h (pravého svahu údolí h_P a levého svahu údolí h_L). Šířka údolí odpovídá nejkratší spojnici koncových bodů příčného profilu. Hloubka údolí je výškový rozdíl mezi nadmořskou výškou údolnice na profilové linii a nadmořskou výškou konce profilu. Nízká hodnota indexu indikuje intenzivní hloubkovou erozi toku, jež je často projevem změny tektonických poměrů v oblasti. Vysoká hodnota indexu je důsledkem převládající boční eroze toku. Tabulky s indexem otevřenosti a dalšími charakteristikami jsou uvedeny v kapitole 4. Při komentování příčných profilů (kapitola 4.3 a 5.4) je údaj o hloubce údolí odvozen z nižší hodnoty hloubky údolí.

3.6 Analýza půdorysu údolní sítě

Analýza půdorysu údolní sítě byla provedena především na vrstvě vodních toků (VÚV TGM, 2011). Údolní síť byla vektorizována v měřítku 1 : 20 000 a údolním úseky byla přiřazena orientace. Azimuty orientací byly rozděleny do čtyř intervalů: S–J 0–22,5°; 157,5–180°; SV–JZ 22,5–67,5°; V–Z 67,5–112,5°; JV–SZ 112,5–157,5°. Úseky toků byly generalizovány tak, že pokud převažoval určitý směr z více než 50 % délky úseku, byl úsek nahrazen linií s hodnotou orientace vůči příslušné světové straně. Při posuzování směrů údolí byly vynechány vodní toky kratší než 500 m. Situace je znázorněna na obr. 4.5.

3.7 Hustota říční sítě

Hustota říční sítě byla vypočítána v prostředí ArcGIS, a to jen pro českou část území. Důvodem je absence digitálních dat pro polskou část Jizerských hor. V případě editování vlastní vrstvy vodních toků na polské straně by došlo vlivem jiných mapových podkladů k odlišným výsledkům.

Pro výpočet hustoty říční sítě byl použit nástroj *Kernel Density (Spatial Analyst Tools > Density)*. Objektem výpočtu byla vrstva jemného dělení vodních toků z tematické vodohospodářské nadstavby DIBAVOD. Velikost buňky byla stanovena na 25. Radius, v rámci něhož se pro každý bod vypočítávala hustota říční sítě, byl nastaven na 2 000 m. Při testování vyšší výpočtové plochy byly hodnoty hustoty říční sítě malé, a naopak. Byly

zvoleny následující intervaly hustoty říční sítě: 0–0,20 km/km², 0,21–0,80 km/km²; 0,81–1,40 km/km²; 1,41–2,00 km/km²; 2,01–3,00 km/km²; 3,01 a více km/km². Rozmezí intervalů bylo převzato z Linhartové a Zbořila (2006). Pro mapu hustoty zlomů byly použity stejné parametry.

4. VÝSLEDKY

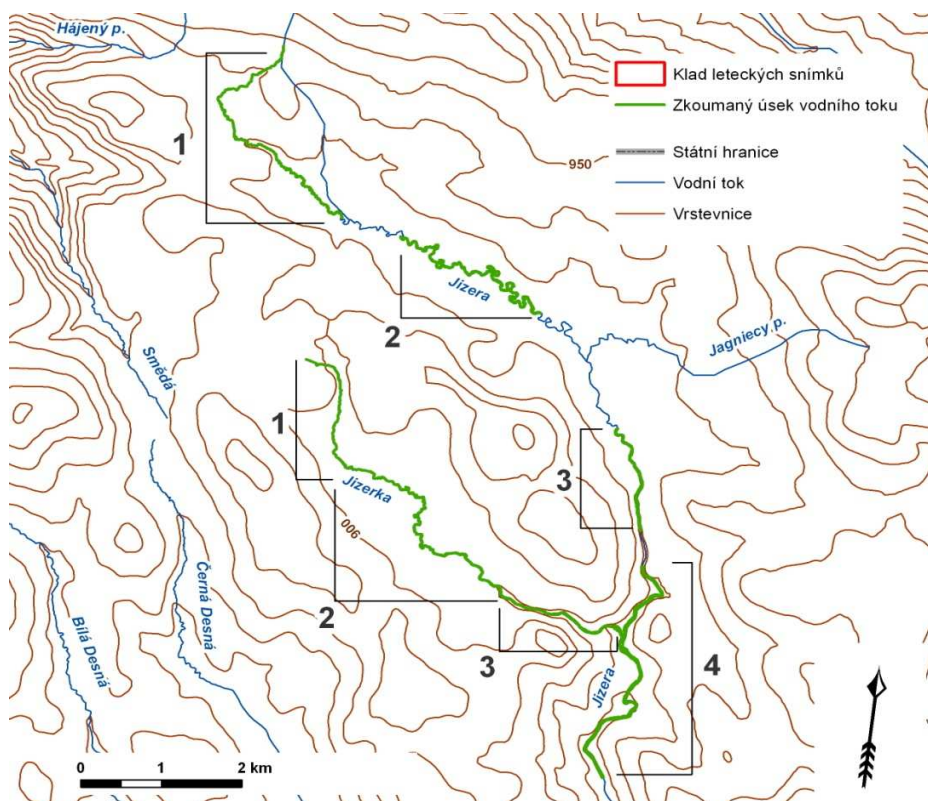
4.1 Změny průběhu toku Jizerky a Jizery mezi lety 1938 a 2012

Průběh toku Jizerky a Jizery prodělal od roku 1938 změny, které se liší v závislosti na charakteru toku, zejména na sinuositě (viz tabulku 4.1). Zkoumaná část toku Jizery byla rozdělena do čtyř úseků: (1) pramenná část toku, která je charakterizována zejména zákrutami; (2) úsek, ve kterém tok volně meandruje a sinuosita dosahuje nejvyšší hodnoty v rámci všech úseků; (3) úsek toku, kde dochází k zařezávání do podloží; sinuosita je nejnižší; (4) úsek toku, který je silně zaříznut; sinuosita toku je vyšší než v úseku č. 3. Tok Jizerky byl rozdělen do tří sektorů: (1) pramenná část, ve které má tok jen zákruty (2) volně meandrující úsek na Malé Jizerské louce, sinuosita je vyšší než v úseku č. 1; (3) zařezávající se a relativně přímý úsek toku mezi Malou Jizerskou loukou a ústím do Jizery, který má nízkou hodnotu sinuosity. Rozdělení toku na úseky je zobrazeno taktéž na obr. 4.1.

Analýza změn průběhu koryta rovněž umožnila odhadnout roční intenzitu boční eroze obou zkoumaných toků. Největší absolutní rozdíl v poloze toku na Jizeře činí 38,3 m v úseku Jizera 2 (viz také přílohu C). Na toku Jizerky je maximální hodnota změny polohy koryta 25,7 m na úseku č. 2 (příloha C). Roční intenzita boční eroze se pohybuje v rozmezí 0,2–0,5 m za rok. Sledovaný úsek Jizery je v roce 2012 o 3,7 % delší, u toku Jizerky činí hodnota 0,78 %. Úsek Jizera 2 je v porovnání s rokem 1938 o 8,2 % delší, což je nejvyšší hodnota ze sledovaných úseků (tab. 4.2).

Tab. 4.1: Údaje o sinuositě a poloze na sledovaných úsecích Jizery a Jizerky.

Úsek toku	Sinuosita	Souřadnice počátku úseku	Souřadnice konce úseku
Jizera 1	1,89	50°52' 52"; 15°17' 55"	50°51' 42"; 15°18' 45"
Jizera 2	2,17	50°51' 37"; 15°19' 24"	50°51' 12"; 15°20' 59"
Jizera 3	1,15	50°50' 27"; 15°21' 57"	50°49' 45"; 15°22' 20"
Jizera 4	1,37	50°49' 30"; 15°22' 24"	50°47' 59"; 15°22' 16"
Jizerka 1	1,40	50°50' 40"; 15°18' 35"	50°49' 52"; 15°19' 40"
Jizerka 2	1,61	50°49' 52"; 15°19' 40"	50°49' 56"; 15°20' 31"
Jizerka 3	1,25	50°49' 56"; 15°20' 31"	50°48' 59"; 15°22' 17"



Obr. 4.1: Rozdělení toků Jizery a Jizerky na úseky.

Tab. 4.2: Změny délky zkoumaných úseků Jizery a Jizerky.

Úsek	Rok	Délka [km]	Změna [%]
Jizera 1	1938	4,36	–
	2012	4,49	2,98
Jizera 2	1938	4,03	–
	2012	4,36	8,19
Jizera 3	1938	1,56	–
	2012	1,56	0,00
Jizera 4	1938	3,82	–
	2012	3,87	1,31
Jizera celkem	1938	13,77	–
	2012	14,28	3,70
Jizerka 1	1938	2,79	–
	2012	2,8	0,36
Jizerka 2	1938	2,54	–
	2012	2,58	1,57
Jizerka 3	1938	2,38	–
	2012	2,39	0,42
Jizerka celkem	1938	7,71	–
	2012	7,77	0,78

4.2 Podélné profily

Vzhledem k relativní geologické homogenitě území se předpokládá, že hlavním faktorem ovlivňujícím charakteristiky podélných profilů jsou tektonické poruchy. Na základě klasifikace podélných profilů byly toky rozděleny do čtyř kategorií (viz kap. 3.4). Kategorie 1 obsahuje profily tří toků, v kategorii 2 se nachází pět profilů. Kategorie 1 a 2 zahrnují profily, které nemají ve svém průběhu významné anomálie. Do kategorie 3 bylo klasifikováno devět profilů a do kategorie 4 celkem třináct profilů. Profily kategorií 3 a 4 obsahují anomálie, které mají často tektonický původ. Charakteristiky profilů jsou popsány v tab. 4.3, rozdělení profilů do kategorií je zobrazeno v tab. 4.4 a jejich umístění na obr. 4.2 a 4.3, Kapitola je dělena do odstavců dle čtyř výše popsaných kategorií.

V podélném profilu Kwisy se nachází několik nevýrazných stupňů. S výjimkou pramenného úseku nepřesahuje sklon toku 100 ‰. Profil Jizery obsahuje jeden nevýrazný stupeň se sklonem 95 ‰. Na území Velké Jizerské louky je sklon toku minimální. Tok Lomnice nemá na svém profilu stupně, anomálie nejsou patrné ani z křivky lokálních sklonů.

Heřmanický potok má nevýrazný podélný profil. V úseku 2,5–3,1 km od počátku profilu se nacházejí drobné anomálie, potvrzené zvýšeným lokálním sklonem (až 66 ‰). Profil Jagniecyho potoka má nejvyšší lokální sklony v úseku 0,6–1,2 km od počátku profilu (až 142 ‰). Kamienica má ve sledovaném úseku nevýrazný podélný profil s anomáliemi se sklonem zpravidla do 100 ‰. Podobné parametry má i podélný profil Malé Kamiennie. Lokální sklony do 100 ‰ se nachází (s výjimkou pramenné části profilu) rovnoměrně po celé délce profilu. Profil Mrožynky má pravidelný průběh.

Profil Černé říčky je v celé své délce velmi nevyrovnaný, o čemž svědčí i rozkolísanost a velké amplitudy lokálního sklonu toku. Největšího sklonu dosahuje tok ve své horní části (až 214 ‰). Vodní tok překonává tři předpokládané tektonické poruchy. V oblasti jedné z nich se nachází stupeň; místní sklon dosahuje 105 ‰. Profil řeky Kamenice má nevyrovnaný podélný profil především v pramenné oblasti a ve vzdálenosti 3,3 km od počátku profilu. Sklon dosahuje hodnot až 196 ‰. Kamienna protéká na pomezí Jizerských hor a Krkonoš. V tomto úseku má tok průlomový charakter (Tesař a Paczos, 2009). Profil toku neobsahuje výrazné stupně, úseky se sklony až 130 ‰ jsou rovnoměrně rozloženy po celé délce profilu. V pramenné části dosahují lokální sklony až 195 ‰. Luční potok obsahuje větší množství pravidelně rozmístěných stupňů. V lokalitě ležící 4,6 km od počátku profilu

dosahuje sklon hodnot 110 ‰. Podélný profil Lužické Nisy je charakteristický svou nevyrovnaností. S výjimkou úseku 5–7 km od počátku profilu se vyskytuje velké množství stupňů různé velikosti. Lokální sklon dosahuje hodnot až 90 ‰. Mohelka má v celém sledovaném úseku nevyrovnaný podélný profil. Pouze pramenná oblast se nachází v zájmovém území. Ve spodní části profilu se nachází tři anomálie se sklony maximálně kolem 60 ‰. Oleška má především v dolní části profilu množství anomálií. V horní části profilu se projevuje jen jeden stupeň malého významu na 2,8 km od počátku profilu. Ve spodní části profilu se vyskytuje více drobných anomálií. Podobný profil má Vítkovský potok. Smržovský potok má nevyrovnaný profil především v jeho stěnění a dolní části. V úseku 3–4,6 km dosahuje tok sklonu až 123 ‰. Ve vzdálenosti 6,2 a 6,4 km od pramene se vyskytují dvě menší anomálie se sklonem přes 100 ‰.

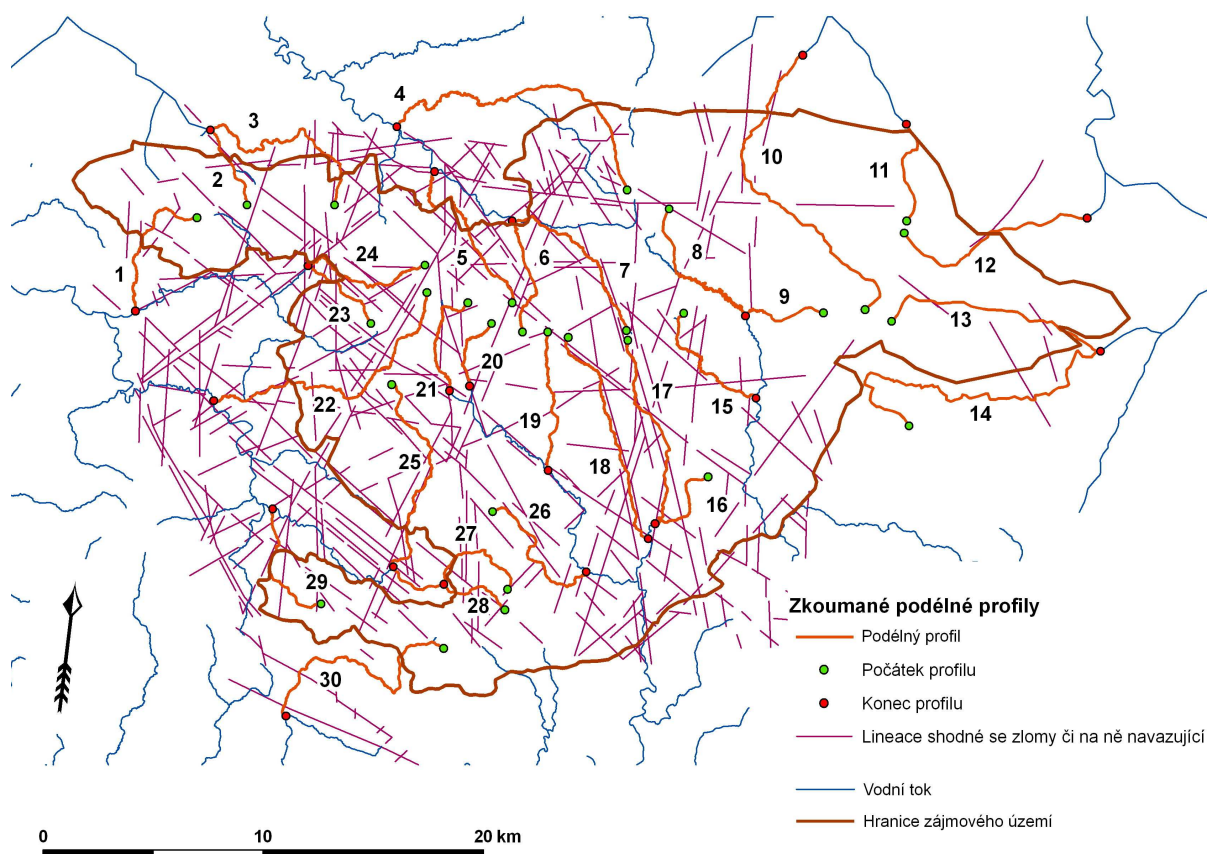
Podélný profil Bílé Desné je charakterizován zvýšením sklonu profilu cca 2,5 km od počátku profilu (pramene toku). Ve střední části profilu se nachází výrazný stupeň, jenž je ukončen strmým spádem na přibližně 7. km od pramene. Lokální sklon toku stoupá až na 150 ‰. Bílá Nisa dosahuje po 2,5–3 km od pramene zvýšeného sklonu. Lokálně se zvyšuje i na cca 4. km, a to až na 140 ‰. Na dolním toku se sklon výrazně snižuje, avšak na posledních několika stech metrech před ústím do Lužické Nisy se sklon opět zvyšuje až k 100 ‰. Profil Blatného potoka má výrazný stupeň v horní a střední části toku. Spád toku výrazně roste mezi 0,8 a 1,2 km a 3,7 a 4,5 km od pramene a dosahuje maximálních hodnot kolem 80, resp. 70 ‰. Profil Černé Desné má také výrazný stupeň na středním toku. Místní sklony toku dosahují až 170 ‰. Tok Černé Nisy, překonávající jihozápadní tektonický svah Jizerských hor, má také ve svém profilu výrazný stupeň. V úseku 4,5–8,5 km od počátku profilu dosahuje tok sklonu až 160 ‰, a to ve třech dílčích lokalitách. Na dolním toku je alespoň jeden stupeň (12,7 km od počátku profilu). Tokem s výrazným profilem je Černý potok. Podobně jako řada dalších studovaných profilů, je i tento profil charakterizován výrazným stupněm. Tok překonává nejvýraznější zlomový svah pohoří a dosahuje sklonu až 450 ‰ (v úseku 2,6–3,6 km). V celém tomto úseku je sklon toku vyšší než 150 ‰. Výrazným spádem v horní části profilu se projevuje i tok nedalekého Sloupského potoka. Při překonávání severního tektonického svahu v úseku 1,2–4 km dosahuje sklon 90–315 ‰. Tok Jedlové má výrazný stupňovitý profil. Mezi 4. a 5. km od počátku profilu se hluboce zařezává. Stejně jako ostatní toky centrální části pohoří protéká litologicky stejnorodým podložím. Podélný profil Jeřice má ze sledovaných podélných profilů nejvýraznější průběh.

Podélný profil obsahuje dva stupně. Méně výrazný stupeň pravděpodobně souvisí s dvěma paralelními poruchami sudetského směru. Úsek se zvýšeným sklonem se vyskytuje mezi 3,1 a 4,6 km od počátku profilu.

Tab. 4.3: Charakteristiky sledovaných podélných profilů.

Podélný profil	Délka profilu [km]	Nadm. výška počátku profilu [m n. m.]	Nadm. výška konce profilu [m n. m.]	ΔH [m]	Průměrný sklon [‰]	K_{mx}	K_{my}
Bílá Desná	11,25	977	484	493	43,82	0,58	0,56
Bílá Nisa	11,04	765	467	298	26,99	0,48	0,18
Blatný p.	4,79	835	732	103	21,50	0,3	0,54
Černá Desná	10,22	880	510	370	36,20	0,7	0,62
Černá Nisa	14,2	821	333	488	34,37	0,69	0,11
Černá říčka	4,32	817	500	317	73,38	0,28	0,5
Černý p.	5,6	1 036	384	652	116,43	0,42	0,78
Heřmanický p.	4,15	490	301	189	45,54	0,42	0,35
Jagniecy p.	4,3	1 050	830	220	51,16	0,45	0,24
Jedlová	6,96	973	565	408	58,62	0,57	0,64
Jeřice	7,2	810	384	426	59,17	0,62	0,08
Jizera	10,3	1058	828	230	22,33	0,23	0,07
Jizerka	7,45	911	775	136	18,26	0,84	0,52
Kamenice	4,22	975	732	243	57,58	0,18	0,59
Kamienica	10,11	860	390	470	46,49	0,32	0,42
Kamienna	17,88	1 120	387	733	41,00	0,12	0,66
Kwisa	17,03	1 090	367	723	42,45	0,27	0,34
Lomnice	16,7	1 079	318	761	45,57	0,22	0,26
Luční p.	6,52	595	368	227	34,82	0,35	0,25
Lužická Nisa	8,19	631	467	164	20,02	0,41	0,34
Malá Jeřice	4,41	830	385	445	100,91	0,6	0,17
Malá Kamienna	10,65	931	387	544	51,08	0,11	0,66
Mohelka	11,85	605	353	252	21,27	0,36	0,4
Mrozynka	5,09	810	427	383	75,25	0,37	0,38
Novoveský p.	3,66	729	492	237	64,75	0,21	0,55
Oleška	10,66	550	259	291	27,30	0,12	0,46
Sloupský p.	9,58	963	335	628	65,55	0,44	0,12
Smědá	8,54	882	380	502	58,78	0,6	0,24
Smržovský p.	7,6	739	490	249	32,76	0,15	0,67
Vítkovský p.	7,53	546	294	252	33,47	0,44	0,36

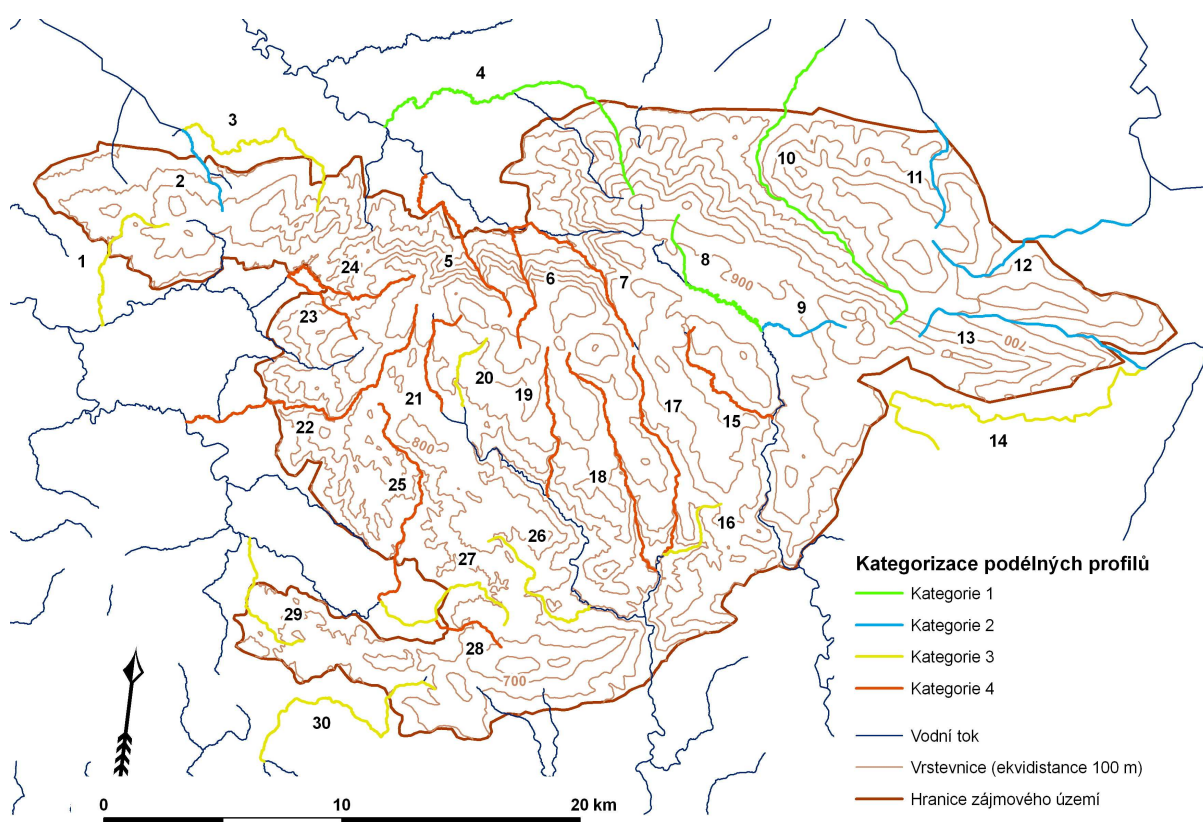
Sklon zde dosahuje až 299 ‰. Místní sklon se zvyšuje také ve vzdálenosti 2,5 a 4,8 km od pramene Jeřice. Zde místní sklony dosahují až 125 ‰. Levostranný přítok, Malá Jeřice, má v profilu jeden úsek se zvýšeným sklonem. Sklon toku dosahuje 2 km od pramene až 417 ‰. Ve vzdálenosti 0,5 a 1 km od počátku profilu se nachází dva stupně. Sklon toku se zde pohybuje okolo 270 a 160 ‰. Podélný profil Jizerky obsahuje v dolní části výrazný stupeň. Sklon v dolní části toku dosahuje až 148 ‰. V horní části toku se nacházejí méně výrazné anomálie. Podélný profil Novoveského potoka (někdy též označován Novoveská Nisa) obsahuje několik výrazných stupňů. Sklon na počátku profilu dosahuje až 264 ‰. 1,6 km od počátku profilu je vyvinut stupeň. Velmi výrazný stupeň se nachází 2,6 km od počátku profilu, sklon toku zde dosahuje až 165 ‰. Smědá taktéž překonává severní svah Jizerských hor. Největší anomálie se vyskytují mezi 2,1 a 4,2 km od počátku profilu. Tok tyto lokality překonává se sklonem až 160 ‰. Úsek menších tektonicky podmíněných anomálií se nachází mezi 6,4 a 7,5 km.



Obr. 4.2: Rozmístění podélných profilů a lokalizace morfotektonických lineací. Zdroj: Lysenko (2005). Pozn.: 1–Vítkovský p., 2–Heřmanický p., 3–Oleška, 4–Lomnice, 5–Sloupský p., 6–Černý p., 7–Smědá, 8–Jizera, 9–Jagniecy p., 10–Kwisa, 11–Mrožynka, 12–Kamienica, 13–Mala Kamienna, 14–Kamienna, 15–Jizerka, 16–Černá říčka, 17–Černá Desná, 18–Bílá Desná, 19–Jedlová, 20–Kamenice, 21–Blatný p., 22–Černá Nisa, 23–Malá Jeřice, 24–Jeřice, Bílá Nisa, 26–Smržovský p., 27–Lužická Nisa, 28–Novoveský p., 29–Luční p., 30–Mohelka.

Tab 4.4: Klasifikace podélných profilů dle jejich tvaru.

Kategorie	Profily
1	Jizera, Kwisá, Lomnice
2	Heřmanický p., Jagniecy p., Kamienica, Mala Kamienna, Mrožynka
3	Černá říčka, Kamenice, Kamienna, Luční p., Lužická Nisa, Mohelka, Oleška, Smržovský p., Vítkovský p.
4	Bílá Desná, Bílá Nisa, Blatný p., Černá Desná, Černá Nisa, Černý p., Jedlová, Jeřice, Jizerka, Malá Jeřice, Novoveský p., Sloupský p., Smědá



Obr. 4.3: Klasifikace údolí dle tvaru podélných profilů. Pozn.: Číslo označují podélné profily, které jsou popsány u obr. 4.2.

4.3 Příčné profily

4.3.1 Příčné profily Bílé a Lužické Nisy

Údolím Bílé a Lužické Nisy bylo vedeno celkem 12 příčných profilů (viz přílohu B). Profily č. 1–4 se nacházejí na Bílé Nise, profily č. 5–12 na Lužické Nise. Na profilech č. 1–4 jsou pravé svahy delší. U profilů č. 5 a 6 je vyvinuta asymetrie s delším levým svahem údolí. Profil s typickým tvarem písmene “V” je vyvinut především na profilu č. 1. Tento profil má také nejnižší index otevřenosti s hodnotou 13,3. Profily č. 2, 4, 5 a 6 mají index otevřenosti v intervalu 13,8–16,9. Profil č. 2 má ploché údolní dno, avšak míra zahloubení je stále vysoká. U profilů č. 1 a 2 je zahloubení 252 a 238 m. Profil č. 3 má nejvíce asymetrický průběh, levý svah je vysoký 80 m, pravý svah 299 m a index otevřenosti 20,1. U zbývajících profilů nepřesahuje zahloubení 105 m. Údolí tvaru “V” je vyvinuto také na profilech č. 4 a 5. V dolní části toku Bílé Nisy je zahloubení nižší; příčné profily č. 7–12 mají rozšířené ploché údolní dno. Index otevřenosti se zde pohybuje mezi 19,2 a 35,8 (viz tabulka 4.5). Typické neckovité údolní dno je vyvinuto na profilu č. 9 a 12.

Tab. 4.5: Charakteristiky příčných profilů Bílé/Lužické Nisy.

Profil	L [m]	h _L [m]	h _P [m]	R
1	3346	252,2	252,4	13,3
2	3883	238,3	285,7	14,8
3	3814	80,2	299,1	20,1
4	751	39,1	48,7	16,9
5	1736	129,1	105,3	14,8
6	1464	130,0	81,7	13,8
7	1042	39,0	41,0	26,0
8	1892	96,3	46,8	26,4
9	1732	96,5	64,2	21,5
10	1738	63,1	69,7	26,2
11	1270	58,3	74,2	19,2
12	1603	47,8	41,1	35,8

4.3.2 Příčné profily Jizery

Na toku Jizery dochází k výrazným změnám v charakteru 10 zkonstruovaných příčných profilů (viz přílohu B). Profily č. 1–3 jsou vedeny mělkým údolím se širokým plochým dnem na území Velké Jizerské louky a mají hodnoty indexu otevřenosti mezi

27,9 a 32,2 (tab. 4.6). U těchto profilů je patrná asymetrie údolí. Pravé údolní svahy jsou kratší, strmější a mají morfologicky výrazné úpatí. Na levé straně údolí je přechod dna údolí do svahu údolí pozvolnější. Na profilu č. 4, v lokalitě mezi ústím Jagniecyho potoka a Jizerky, je již patrné mírné zařícnutí toku do podloží. Asymetrie údolí je stejná jako u výše zmíněných profilů. Profil č. 5 se nachází již na počátku výrazného zářezu údolí Jizery a má tvar písmene “V”. Index otevřenosti u profilů č. 5–10 má hodnotu v intervalu 11,0–20,5. Výrazně je zařícnut profil č. 7, který má i největší hloubku (195 m). Tento profil má v porovnání s ostatními příčnými profily obrácenou asymetrii. Profily č. 8 a 10 mají mírně rozšířené dno. Profil č. 9 má stejný tvar údolního dna jako profil č. 7, dosahuje nejnižší hodnoty indexu otevřenosti (11,0).

Tab. 4.6: Charakteristiky příčných profilů Jizery.

Profil	L [m]	h _L [m]	h _P [m]	R
1	3742	210,8	57,3	27,9
2	4282	157,4	114,1	31,5
3	5272	160,8	166,4	32,2
4	5555	298,2	152,6	24,7
5	3768	188,1	179,9	20,5
6	2327	73,0	189,7	17,7
7	4032	194,5	247,9	18,2
8	1610	73,8	154,2	14,1
9	1223	102,9	118,8	11,0
10	3087	116,4	361,9	12,9

4.3.3 Příčné profily Kamenice

Pro tok Kamenice bylo vytvořeno 7 příčných profilů (příloha B). V profilech je patrné intenzivní zahloubení toku, které se projevuje nízkým indexem otevřenosti příčného profilu. Hodnoty indexu se pohybují v intervalu 11,7–18,1 (viz tabulka 4.7). U profilů č. 2 a 4 je patrný větší sklon pravého svahu údolí. Profil č. 3 je nejméně zahloubený a má typický tvar písmene “V”. Údolí Kamenice je nejhlubší na jižním okraji zájmového území, na profilech č. 4–6 dosahuje zahloubení 194–294 m. Profil č. 6 má nejvyšší index otevřenosti (18,1). Profil č. 7 je v dolní části symetrický. Zbylé profily mají větší sklon v levé části údolí. I přes vysokou míru zahloubení jsou dna údolí mírně rozšířená. Výjimkou jsou profily č. 3 a 7.

Tab. 4.7: Charakteristiky příčných profilů Kamenice.

Profil	L [m]	h _L [m]	h _P [m]	R
1	2296	181,6	187,7	12,5
2	3294	255,8	309,0	11,7
3	1212	80,3	90,8	14,2
4	3711	232,4	308,2	13,7
5	5664	293,7	367,4	17,1
6	5280	194,2	390,4	18,1
7	2990	182,1	200,1	15,7

4.3.4 Příčné profily Kwisý

V tomto případě bylo zkonstruováno 7 příčných profilů (příloha B). Profily č. 1–6 mají relativně vyrovnané hodnoty indexu otevřenosti, pohybující se v intervalu 9,5–14,8. Zmíněné profily mají výrazný tvar písmene “V” nebo je jejich dno jen nepatrně rozšířeno. Nadmořská výška levé části profilů je vždy vyšší. Hloubka údolí je značná a pohybuje se mezi 263 a 334 m. Nejlépe jsou vyvinuty profily v dolní části údolí, konkrétně profily č. 3–6. Asymetrie údolí se projevuje zejména u profilů č. 4, 5 a 6, u nichž pravý svah údolí dosahuje většího sklonu. Pravá strana údolí má menší rozsah u všech zmíněných profilů. Profil č. 7, který se nachází již v místě za výrazným údolím, se od ostatních profilů značně liší. Má velmi ploché a široké dno; index otevřenosti má hodnotu 18,2 (viz tabulka 4.8).

Tab. 4.8: Charakteristiky příčných profilů Kwisý.

Profil	L [m]	h _L [m]	h _P [m]	R
1	5672	465,7	300,2	14,8
2	4678	392,3	263,2	14,3
3	4320	474,4	296,0	11,2
4	3862	495,3	319,2	9,5
5	4423	571,8	334,1	9,8
6	5396	654,7	328,8	11,0
7	5356	191,0	397,8	18,2

4.3.5 Příčné profily Smědé

Bylo zkonstruováno 9 příčných profilů (viz přílohu B), které se lze rozdělit do tří skupin. První skupinu tvoří profily č. 1 a 2, které mají výrazný tvar písmene “V” a odrážejí hluboký zářez toku v severním zlomovém svahu pohoří. Hloubka profilu č. 1 je 90 m, profil č. 2 je hluboký 290 m. Hodnoty indexu otevřenosti jsou 12,3 a 8,2. Pravá část profilů dosahuje nižších nadmořských výšek. Profily č. 3 a 4 mají výrazný tvar písmene “U” s malým zářezem tvaru písmene “V” na dně údolí. Tyto profily se vyznačují značnou hloubkou (617, resp. 676 m) a nízkými hodnotami indexu otevřenosti (11,8 a 13,7). Profily č. 5–9 jsou na rozdíl od výše zmíněných morfologicky nevýrazné. Profil č. 6 vykazuje mírné zařiznutí do tvaru písmene “V”, zbylé 4 profily reprezentují širší neckovitá údolí. Index otevřenosti je nejmenší u profilu č. 5 (21,6), nejvyšší u profilu č. 9 (40,1). Hloubka těchto profilů je maximálně 108 m (tabulka 4.9).

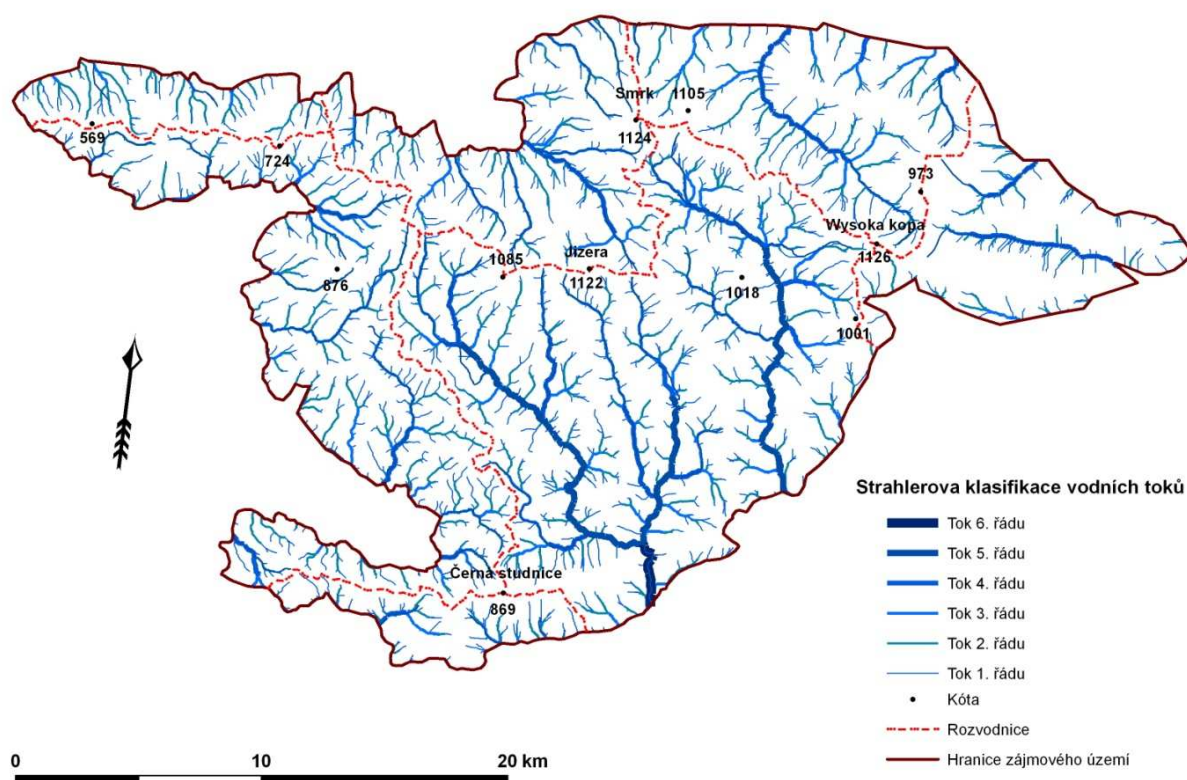
Tab. 4.9: Charakteristiky příčných profilů Smědé.

Profil	L [m]	h _L [m]	h _P [m]	R
1	2453	308,6	90,4	12,3
2	3083	467,3	289,8	8,2
3	8217	676,0	716,4	11,8
4	9335	617,3	742,7	13,7
5	2497	101,0	130,2	21,6
6	2566	49,9	151,5	25,5
7	3273	91,0	157,7	26,3
8	4847	101,0	175,5	35,1
9	5816	108,2	176,2	40,1

4.4 Uspořádání říční sítě

Jizerské hory jsou odvodňovány toky 1.–6. řádu dle Strahlera (1957). Tokem 6. řádu je Kamenice v jižní části Jizerských hor, uspořádání říční sítě je patrné z obr. 4.4. Na území Jizerských hor převládá stromovité uspořádání říční sítě. Lužická Nisa a Kamenice mají relativně dobře vyvinutou říční síť stromovitěho tvaru. Horní tok Lužické Nisy se vyznačuje asymetrií, jež je dána přítomností krátkých levostranných přítoků z oblasti Černostudničního hřbetu a Maršovické vrchoviny. Toky stékající z Ještědsko-kozákovského hřbetu jsou také krátké. Hlavní strukturu tvoří povodí Bílé a Černé Nisy se stromovitou říční sítí. Kamenice má stromovitou strukturu nejlépe vyvinutou v západní části povodí. Horní části levých

přítoků Kamenice jsou typické svým severojižním směrem. Povodí Jizery má také stromovou strukturu říční sítě, jež je vlivem tektonické činnosti protáhlá ve směru toku. Stromovitá struktura povodí Smědé je méně vyvinutá, poněvadž je tok Smědé sevřen výrazným zlomovým svahem a přibírá relativně krátké a zařzlé toky. Dílčí východní povodí Desné je charakterizováno dvěma rovnoběžnými toky Bílé a Černé Desné s malým množstvím přítoků. Směr těchto dvou údolí odpovídá tektonickým liniím (obr. 4.2). Dvě zdrojnice Smědé (Černá a Bílá Smědá) představují jedny z mála úseků toků delších než 2 km, které mají v centrální části Jizerských hor krušnohorský směr (obr. 4.5).



Obr. 4.4: Řádovost toků dle Strahlerovy klasifikace.

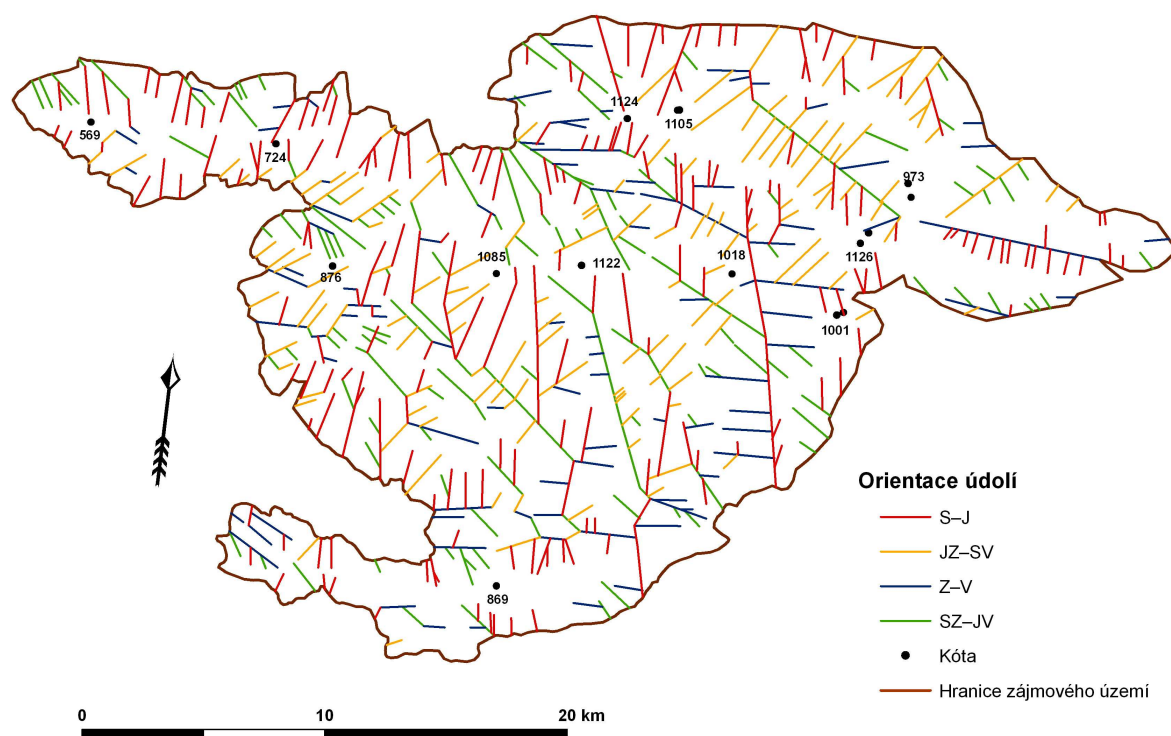
Výraznou pravoúhlou strukturu má říční síť v povodí Jeřice v severozápadní části studovaného území (obr. 2.1 a 4.4). Uspořádání říční sítě odráží orientaci navzájem kolmých údolí sudetského a krušnohorského směru. Jeřice mění směr toku o 90° dvakrát na území Oldřichova v Hájích a dvakrát v Mníšku u Liberce. Kolmými přítoky jsou zejména Oldřichovský a Včelí potok, Malá Jeřice, Fojtka a další menší toky. Pravoúhlé ohyby toků se vyskytují i v povodí Lužické Nisy a Kamenice, četnost ohybů však není tak významná jako v případě Jeřice.

Odlišné uspořádání má v zájmovém území říční síť Kwisy a také Malé Kamiennie (obr. 4.4). Oba toky jsou lokalizovány mezi Vysokým a Kamenickým hřbetem v relativně hlubokém tektonicky založeném údolí tok Malé Kamiennie má téměř rovnoběžkový průběh. Přítoky obou toků jsou velice krátké a často dále nerozvětvené. Kwisu přibírá toky z obou stran a struktura její říční sítě se dá hodnotit jako pérovitá. Na území města Świeradów-Zdrój Kwisa prudce mění směr o 90° a směřuje k severovýchodu, což indikuje tektonický vliv na směr toku. Opačným směrem tekoucí Mala Kamienna má pravostranné přítoky jen z Vysokého hřbetu, naopak ze strmějšího Kamenického hřbetu nepřitékají do Male Kamiennie prakticky žádné toky. Říční síť Malé Kamiennie je výrazně asymetrická.

Orientace údolnic (obr. 4.5) odráží tektonické uspořádání Jizerských hor. Největší celkovou délku mají údolí severojižního směru, nejméně údolí je orientováno ve směru Z–V. Směry SZ–JV a JZ–SV jsou přibližně stejně zastoupeny (tab. 4.10). Konsekventní údolí směru S–J jsou rovnoměrně rozmístěna po celém zájmovém území. Zvýšený počet krátkých údolí tohoto směru je patrný na severním svahu a v údolí Male Kamiennie. Údolí, orientované ve směru SZ–JV, se nacházejí především v centrální části Jizerských hor. Příkladem je tok Smědé, úseky Kamenice a tok Jizerky. Výrazné zastoupení údolí směru JZ–SV je v povodí Jeřice a také na přítocích Kwisy. Úseky subsekventního směru Z–V jsou zastoupeny zejména v povodí Jizery, v pravé části povodí Smědé a v dolním povodí Kamenice. Shodný směr má i tok Malé Kamiennie na východě území.

Tab. 4.10: Statistika orientace údolí v Jizerských horách.

Orientace úseků	Celková délka [km]	Počet úseků
S–J	250,88	206
JZ–SV	165,27	133
Z–V	128,81	92
SZ–JV	174,50	140

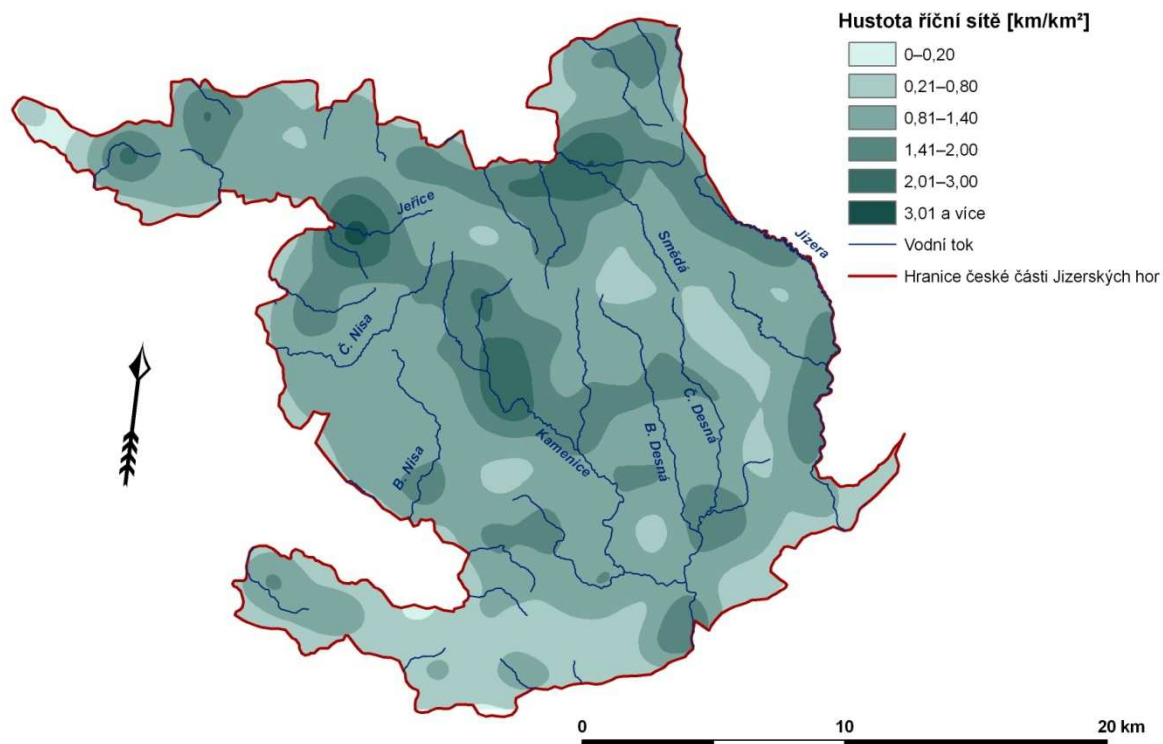


Obr. 4.5: Orientace údolí v Jizerských horách.

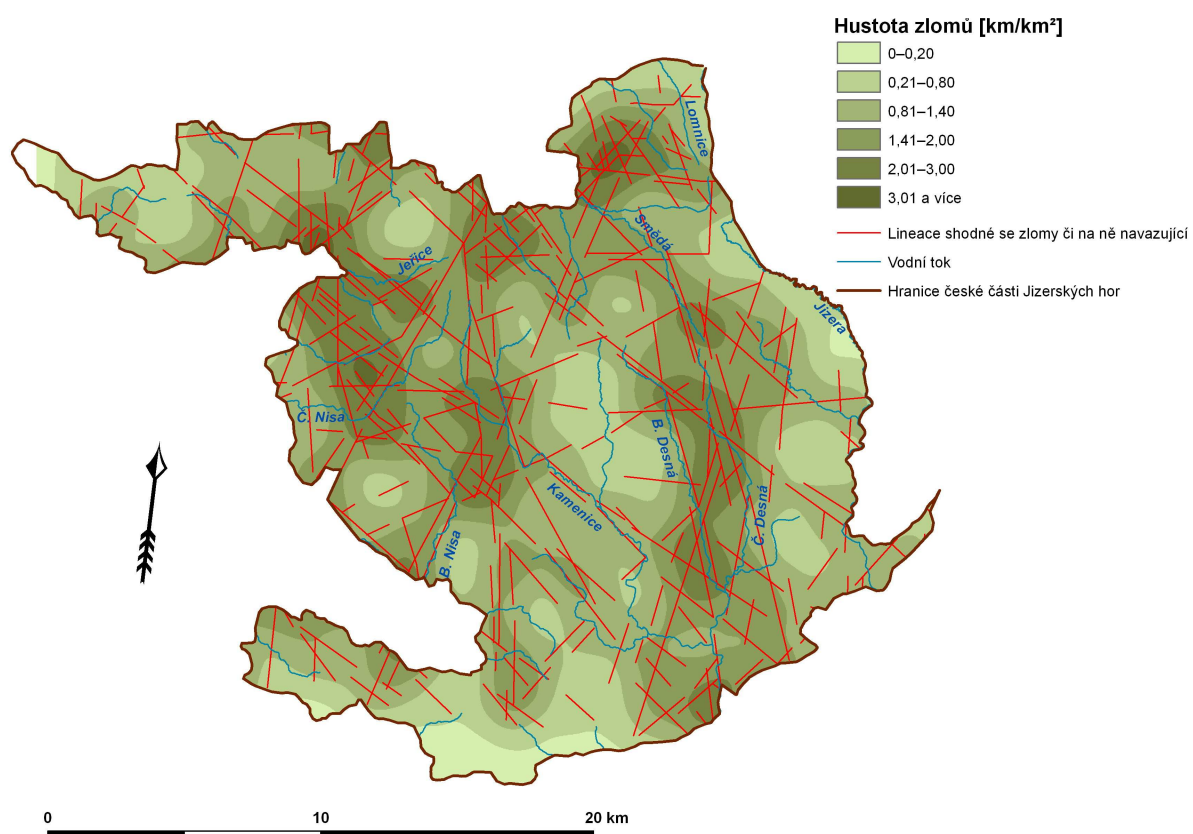
4.5 Hustota říční sítě

Z obr. 4.6 vyplývá, že nejvyšší hustotu říční sítě vykazuje severní a severozápadní svah Jizerských hor, kde je předpoklad největšího tektonického poškození v rámci Jizerských hor. Zvýšené množství zlomů v povodí Jeřice a Smědé je patrné i z obr. 4.7, který znázorňuje hustotu morforektonických lineací. V ostatních oblastech zájmového území však závislost hustoty říční sítě na hustotě tektonických poruch není zřejmá. Hustota říční sítě stoupá na okrajových svazích, kde probíhala intenzivnější tektonická činnost než ve vrcholových partiích Jizerských hor. Nejvyšší hustotu říční sítě (okolo 3 km/km²) má povodí Jeřice a Malé Jeřice v oblasti, kde se kříží větší množství zlomů krušnohorského a sudetského směru. Další oblastí s vysokou hustotou říční sítě je východní část severního zlomového svahu Jizerských hor. Nachází se zde toky Smědé, Hájeného a Černého potoka. Hustota říční sítě zde přesahuje 2 km/km². V lokalitě soutoku Kamenice s Blatným potokem se hustota říční sítě pohybuje také nad 2 km/km². Nejnížší hustoty říční sítě naopak dosahují rozvodí na plochých hřebtech či sníženinách. Příkladem je Vlašský hřeben na rozvodí povodí Černé Desné a Jizerky. Zde

hodnota hustoty říční sítě dosahuje maximálně 0,20 km/km². Rozsáhlou oblastí s nízkou hustotou říční sítě je Černostudniční hřeben, kde se nacházejí jen krátké toky s malým množstvím přítoků. Hustota říční sítě se zde pohybuje zpravidla do 0,80 km/km².



Obr. 4.6: Hustota říční sítě v české části Jizerských hor.



Obr. 4.7: Hustota morfotektonických lineací v české části Jizerských hor. Zdroj: Lysenko (2005).

5. DISKUZE

5.1 Změny průběhu toku Jizerky a Jizery mezi lety 1938 a 2012

Na zkoumaných úsecích toků Jizery a Jizerky nedošlo od roku 1938 k zásadním změnám v poloze říčního koryta či jeho délce. I přesto je možné na několika místech sledovat změny v poloze koryta, jejichž hodnota činí až 38,3 m. Tato skutečnost je dokladem dynamiky fluvialního systému, který v těchto podmínkách reaguje především na povodňové události. Je zřejmé, že zejména v úsecích Jizera 2 a Jizerka 2, které mají malý sklon a jsou charakterizovány meandrováním, převládá boční fluvialní eroze a překládání toku. V těchto úsecích došlo k největšímu nárůstu délky toků (tab. 5.1), s čímž je spojen další vývoj meandrů. Míra boční eroze v těchto úsecích má maximální hodnotu 0,52 m/rok. Podobné hodnoty publikují Kasprzak a Traczyk (2011) taktéž na Jizeře pro období 1953–2007. Protože letecké snímky nepokrývají celou délku toku horní Jizery, nebylo možné studovat změny říčních koryt v oblasti ústí Jagniecyho potoka, kterou označili Kasprzak a Traczyk (2011) jako lokalitu největších změn v rámci posledních dekad. Změna průběhu koryta v tomto úseku byla maximálně 25 m, což odpovídá 0,46 m/rok. Obdobnou roční míru boční eroze uvádí Teisseyre (1990) na Bóbru a jeho přítocích. Trnčák (2012) uvádí, že na řece Morávce největší změna v průběhu toku činí 340 m v periodě 1836–2009. Míra boční eroze má tedy maximální hodnotu 1,97 m/rok. Průměrná roční míra boční eroze v meandrech Tiché Orlice dosahovala hodnot 0,12–2,49 m/rok v časové periodě 1850–2001. Maximální roční míra boční eroze činila 3,47 m/rok (Skalická, 2008). Na vybraných úsecích meandrujících toků Bollin a Dane (Penniny, severozápadní Anglie) byla roční intenzita boční eroze stanovena na 1,25–2,19 m/rok v letech 1970–1988 (Hooke, 1995). Hodnoty boční eroze na Jizerce a Jizeře tedy nejsou v porovnání s toky existujícími v podobném přírodním prostředí mimořádné.

Z údajů v souhrnné tabulce 5.1 také vyplývá, že rostoucí sinuosita toku zpravidla zapříčiňuje i rostoucí změnu délky toku mezi lety 1938 a 2012. Na úsecích Jizery (úsek č. 3 a 4) a Jizerky (úsek č. 3) s vyšším sklonem se na formování koryta podílí i hloubková eroze. Na úseku Jizerka 3 je vyšší míra hloubkové eroze ovlivněna i vyšší erozní schopností Jizery. Tato skutečnost se projevuje i v podélném profilu Jizerky (příloha A).

Tab. 5.1: Souhrnné charakteristiky sledovaných úseků toků.

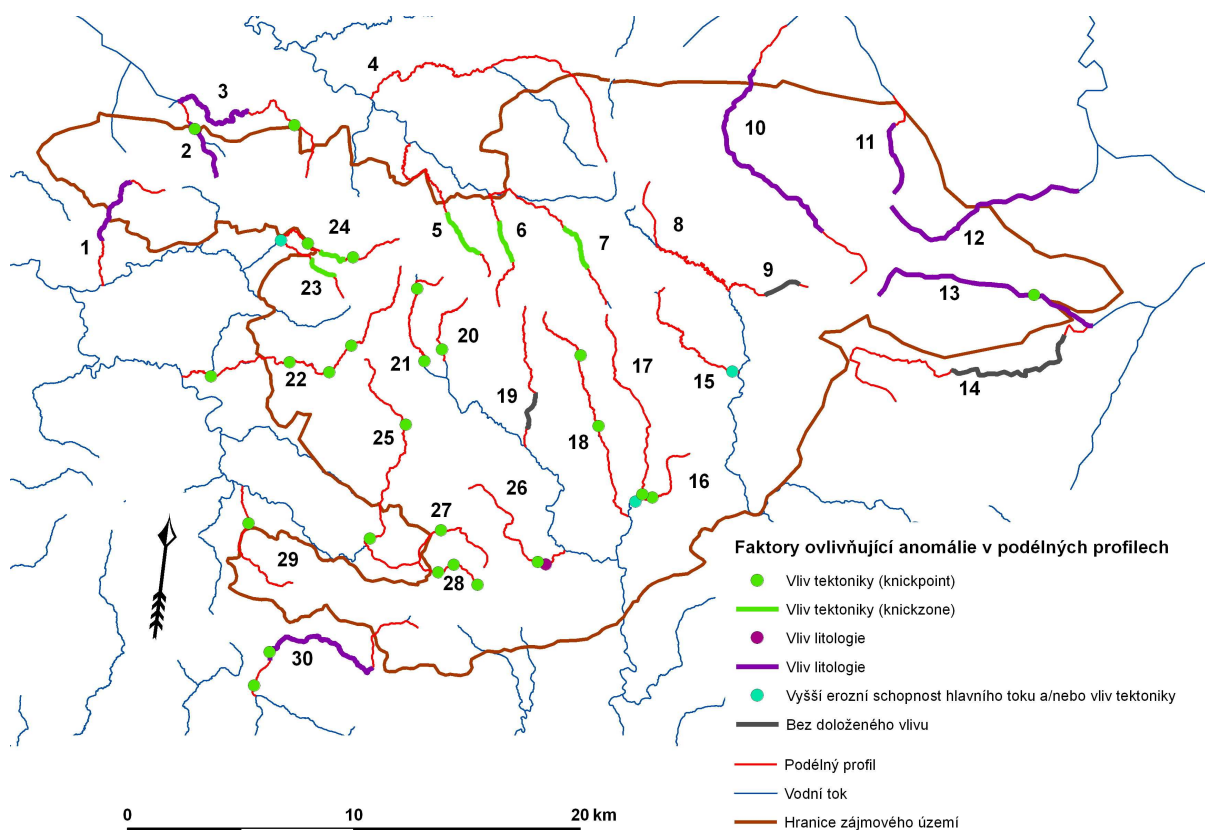
Úsek	Sinuosita	Změna délky toku	Max. změna polohy toku [m]	Roční míra eroze [m/rok]
Jizera 1	1,89	2,98	15,4	0,21
Jizera 2	2,17	8,19	38,3	0,52
Jizera 3	1,15	0,00	11,6	0,16
Jizera 4	1,37	1,31	22,6	0,31
Jizerka 1	1,40	0,36	16,6	0,22
Jizerka 2	1,61	1,57	25,7	0,35
Jizerka 3	1,25	0,42	11,8	0,16

5.2 Rozbor podélných profilů

Na většině sledovaných profilů české části Jizerských hor se nacházejí stupně či úseky se zvýšeným sklonem, které jsou důsledkem tektonických poruch. Na polské straně zájmového území pouze jeden stupeň, jenž je podmíněn tektonicky. Tato situace je dána pravděpodobně i nedostatkem dat o zlomech v polské části Jizerských hor. Dalším důvodem může být odlišná litologie (svory, ruly, ortoruly); v profilech se nachází více anomálií, jež jsou však nevýrazné. Faktory ovlivňující tvar profilů jsou znázorněny na obr. 5.1.

Úseky se zvýšeným sklonem se nacházejí pouze na severním a severozápadním svahu Jizerských hor. Nejvýraznější úsek se zvýšeným sklonem se nachází na Černém potoku v délce přibližně 2,5 km. Tato lokalita se nachází v oblasti s nejvyšším sklonem svahu v rámci celého studovaného území (viz obr. 2.10). Rozmístění tektonických lineací odpovídá v tomto úseku podélného profilu místům největšího sklonu toku. Vzhledem k přímočarosti toku lze předpokládat, že zde docházelo k vertikálním pohybům podél zlomů. Úsek se zvýšeným sklonem v podobném rozsahu se nachází i na nedalekém Sloupském potoku. Důsledkem tektonických pohybů je pravděpodobně i výrazný dvojnásobný ohyb toku. Obě lokality jsou podmíněny křížením několika poruch různých krušnohorského a sudetského směru.

Na Smědě je lokalizován úsek se zvýšeným sklonem o délce cca 2,1 km, který je podmíněn taktéž tektonicky. Smědá překračuje několikrát předpokládané tektonické poruchy. Jsou zde vyvinuty méně výrazné nevyrovnanosti sklonu podélného profilu. Pod soutokem s Hájeným potokem dochází k výrazné změně směru toku o 90°, což je pravděpodobně také následek tektonických projevů. Horní část profilu má konvexní vyklenutí. Tato skutečnost svědčí o vysoké míře zpětné eroze po tektonickém výzdvihu severního svahu, podobně je tomu v případě Černého a Sloupského potoka.



Obr. 5.1: Rozbor faktorů ovlivňujících anomálie v podélných profilech. Pozn.: 1–Vítkovský p., 2–Heřmanický p., 3–Oleška, 4–Lomnice, 5–Sloupský p., 6–Černý p., 7–Smědá, 8–Jizera, 9–Jagniecy p., 10–Kwisa, 11–Mrožynka, 12–Kamienica, 13–Mała Kamienna, 14–Kamienna, 15–Jizerka, 16–Černá říčka, 17–Černá Desná, 18–Bílá Desná, 19–Jedlová, 20–Kamenice, 21–Blatný p., 22–Černá Nisa, 23–Malá Jeřice, 24–Jeřice, Bílá Nisa, 26–Smržovský p., 27–Lužická Nisa, 28–Novoveský p., 29–Luční p., 30–Mohelka. Pozn.: Stupně, jejichž vznik nemá doložený vliv, nejsou, na rozdíl od úseků bez doloženého vlivu, v mapě zobrazeny za účelem přehlednosti mapy.

Tektonicky podmíněný úsek se zvýšeným sklonem se nachází i mezi dvěma poruchami sudetského směru na řece Jeřici. Silné tektonické ovlivnění je patrné i z půdorysu říční sítě. Tento úsek dosahuje délky přibližně 1,5 km. Sклон zde dosahuje až 299 ‰. Náhlý ohyb toku Jeřice v koncové části profilu (6,2 km od počátku profilu) se nachází v oblasti křížení více předpokládaných poruch. Na toku se nachází i dva tektonicky podmíněné stupně.

Úsek se zvýšeným sklonem, vázaný na poruchu krušnohorského směru, zachycuje profil Malé Jeřice. U nejvyšší hodnoty lokálního sklonu v celém zájmovém území (417 ‰) nebyl zjištěn vliv tektoniky, avšak úsek je na počátku a na konci ohraničen dvěma poruchami

severojižního a krušnohorského směru, což indikuje tektonické podmínění. Stupně nacházející se 0,5 km a 1 km od počátku nejsou tektonicky podmíněny.

Stupně, podmíněné tektonickými poruchami, se vyskytují relativně nerovnoměrně. Společným znakem je lokalizace v západní části Jizerských hor. Stupně se většinou nevyskytují v centrální zarovnané části pohoří. Na toku Bílé Desné, Bílé Nisy, Blatného potoka, Jeřice se nachází po dvou stupních, jež se shodují s průběhem předpokládaných tektonických poruch, které mají zpravidla krušnohorský či sudetský směr a často se v místě stupně kříží. Profil Bílé Desné překonává litologickou hranici mezi jizerským a libereckým granitem. Tato lokalita však nemá na sklon podélného profilu vliv.

Na Černé Nise jsou lokalizovány 4 stupně v úseku 4,9–8,5 km a v lokalitě 12,7 km od počátku profilu. Tok překonává napříč několik předpokládaných poruch a protéká podél poruchy krušnohorského směru. V celém uvedeném úseku dochází také k výrazným změnám ve směru toku, které pravděpodobně vznikly v důsledku horizontálních posunů podél zlomů. To je v kontrastu s oblastí severního zlomového svahu, kde docházelo především k vertikálnímu zdvihu oblasti. Další tektonicky podmíněný stupeň se nachází v koncové části profilu Černé Nisy. Konvexní průběh horní části profilu indikuje velkou míru zpětné eroze.

U Lužické Nisy může mít vliv na sklon podélného profilu přechodné pásmo mezi libereckou a tanvaldskou žulou. V lokalitě 2,7 km od počátku profilu se na poruše severojižního směru nachází stupeň. Profilem Kamenice prochází předpokládaný zlom (směr SSZ–JJV). Porucha je v tomto úseku překonána Kamenicí celkem čtyřikrát a je protnuta několika dalšími předpokládanými poruchami severojižního a západovýchodního směru. Tektonicky podmíněný stupeň se nachází pouze v dolní části profilu, 3,3 km od počátku profilu. Na zbývajících lokalitách se přítomnost tektonických linií neprojevuje.

Podélný profil Lučního potoka obsahuje několik menších stupňů. Pravidelný sled těchto stupňů může indikovat postupný relativní pohyb stupňů proti proudu. Nepravidelný tvar profilu může být také způsoben nepřesností měření při konstrukci profilu. Profil Lučního potoka obsahuje dva významnější stupně. Pouze stupeň ležící 4,6 km od počátku profilu je ovlivněn tektonickou linií sudetského směru; nachází se cca 100 m nad touto linií. Mohlo tedy dojít k zpětné migraci stupně.

V pramenné oblasti Mohelky je podloží tvořeno tanvaldským granitem. Většina profilu se nachází v železnobrodském krystaliniku, tvořeném fylity variabilních fyzikálních

vlastností. Ve střední části profilu překonává Mohelka lužické poruchové pásmo, tvořené pásy různě odolných hornin (ryolity, bazaltandezity, pískovce apod.). Nevyrovnanost profilu tedy ovlivňuje především heterogenní litologie podloží a také lužická poruchová zóna na konci profilu. Ve spodní části profilu je zřejmé zvýšení lokálního sklonu toku; Mohelka zde překonává pásmo lužické poruchové zóny. Dva stupně jsou podmíněny průběhem zlomů lužické poruchové zóny.

Pravděpodobný vliv tektoniky má také stupeň na toku Heřmanického potoka, jež se nachází mezi dvěma předpokládanými poruchami. Celý profil se navíc nachází v oblasti tvořené rulou a ortorulou. Odlišné fyzikální vlastnosti těchto hornin mohou mít hlavní vliv na lokální drobné anomálie v profilu.

Podélný profil Smržovského potoka má několik anomálií. Stupeň na horním toku není prokazatelně ovlivněn tektonikou. Avšak v tomto litologicky stejnorodém úseku tok vykonává změnu směru o 180 °, což může indikovat tektonický vliv na úsek toku. Další anomálie ve vzdálenosti 6,2 km od počátku profilu má tektonické ovlivnění. V lokalitě anomálie 6,4 km od počátku profilu se nachází pás granitového porfyru, jenž se může lišit svými vlastnostmi od okolního libereckého granitu a způsobovat zmíněnou anomálii (obr. 5.1).

Kamienica, Kwisa, Mrožynka a Mala Kamienna mají profily bez výrazných změn profilu, jejichž nevyrovnanosti nejsou vázány na tektonické projevy. Vliv na anomálie má nejspíše heterogenita litologie podloží (svory, ruly, ortoruly). Profil Kwisy se nachází v tektonicky založeném údolí sudetského směru, i přesto však vliv tektoniky na průběh profilu není zřetelný. Jediná anomálie, jež je vázána na tektonickou linii (sudetského směru), se nachází v dolní části profilu Malé Kamiennie, přesněji na 8. km profilu. U řeky Kamiennie je pravděpodobné ovlivnění tektonickou činností, avšak k tomuto ověření scházejí potřebná data. Vzhledem k horninové homogenitě území je však tato skutečnost pravděpodobná.

Počátek profilu Novoveského potoka se nachází v lokalitě křížení poruchy sudetského a krušnohorského směru. Další stupeň se nachází asi 150 m nad předpokládanou poruchou severojižního směru. Může se tedy jednat o pohyb stupně proti proudu vyvolaný zpětnou erozí. Třetí stupeň se nachází v lokalitě předpokládané poruchy taktéž severojižního směru.

Podélný profil Olešky obsahuje jeden tektonicky podmíněný stupeň 2,8 km od počátku profilu. V dolní části profilu se nachází více drobných anomálií. V tomto úseku Oleška

protéká územím tvořeným různě odolnými horninami (metagranitoidy, ortorula, rula). Protože se zde nevyskytují tektonické poruchy, je zřejmé, že hlavním faktorem ovlivňujícím vznik anomálií je zde litologie podloží. Podélný profil Vítkovského potoka je také pravděpodobně ovlivněn horninovou heterogenitou. Podloží je tvořeno kvarcity, fylity, ortorulami, granity a granodiority, tedy horninami s odlišnou odolností vůči fluvialní erozi (Domečka a Pospíšil, 2001).

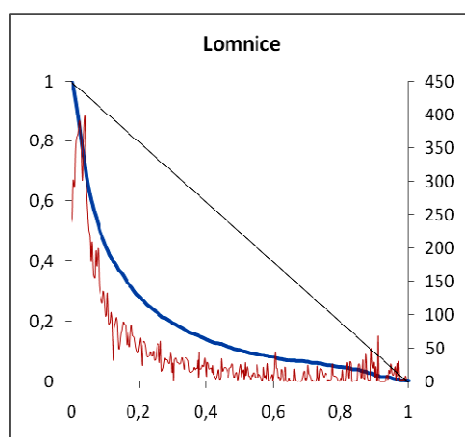
Zajímavý je profil Černé říčky, levostranného přítoku Černé Desné. Již výše byl zmíněn předpoklad, že větší částí údolí Černé říčky původně protékala Černá Desná (Pilous, 2009). Tato nejstrmější část toku je tedy místem, kde se projevuje větší erozní schopnost původního toku Černé Desné na úkor tehdejšího přítoku, jež dnes tvoří horní tok Černé říčky. V dolní části toku se nachází jeden stupeň, jenž se nachází na místě poruchy sudetského směru. V oblasti ústí do Černé Desné dochází ke zvýšení sklonu toku kvůli větší erozní schopnosti Černé Desné. Dalším důvodem pro zvýšený sklon toku může být překonávání předpokládaného zlomu, který překonává i Černá Desná před soutokem s Černou říčkou. Tato situace je doložena sklonem toku až 135 ‰. Vzhledem k horninové homogenitě podél toku Černé Desné lze předpokládat, že hlavním faktorem ovlivňujícím průběh profilu je výskyt tektonických poruch. Jejich lokalizace dle Lysenka (2005) však neodpovídá lokalizaci stupňů v podélném profilu. Změna směru toku v úseku nad přehradou Souš je výsledkem reakce toku na existenci poruchy sudetského směru.

V zájmové oblasti se nachází několik dalších stupňů, které vznikly pravděpodobně vlivem větší erozní schopnosti hlavního toku, podobně jako v případě Černé říčky. Podélný profil Jizerky obsahuje v dolní části výrazný stupeň. Náhlá změna sklonu je dána větší erozní schopností Jizery, do které Jizerka po několika stech metrech ústí. Zvýšený sklon však může mít souvislost také s překonáváním předpokládaných tektonických poruch. Totéž platí pro anomálie v horní části toku, které jsou však v porovnání s anomáliemi na jiných zkoumaných profilech zanedbatelné. Malá Jeřice mírně zvyšuje svůj sklon před ústím do Jeřice. Touto lokalitou však navíc prochází výrazná porucha krušnohorského směru, shodná se směrem údolí Oldřichovského potoka a Jeřice. Stupeň v lokalitě ústí Bílé Nisy do Lužické Nisy také může souviset s vyšší erozní schopností Lužické Nisy. Recentně má však tok Lužické Nisy v místě soutoku s Bílou Nisou menší průtok a délku. Pokud tento stupeň není založen tektonicky, je možné, že Lužická Nisa byla v nedávné geologické minulosti v porovnání s Bílou Nisou hlavním tokem. U profilu Jedlové a Jagniecyho potoka nebyl prokázán vliv tektoniky ani žádný jiný vliv na anomálie v podélném profilu.

5.3 Kategorie podélných profilů

5.3.1 Profily kategorie 1

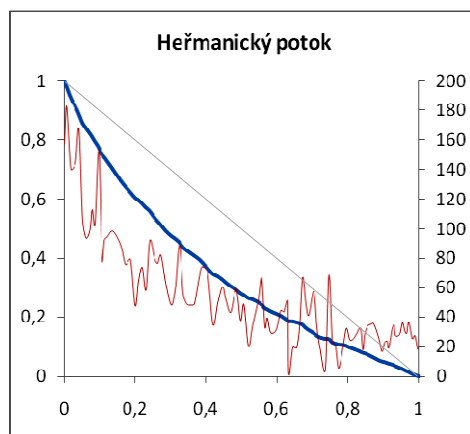
Profily kategorie 1 se svým tvarem blíží ideálnímu průběhu podélného profilu (obr. 5.2). Parametry pro zařazení profilu do této kategorie jsou uvedeny výše v kapitole 4. Tektonika nemá na průběh profilů kategorie 1 zásadní vliv. Charakteristický konkávní tvar bez tektonicky ovlivněných anomálií má Lomnice i přes fakt, že profil je veden horninově heterogenním územím (svory, fylity, ruly apod.). Profily Jizery a Kwisý mají méně výrazný průběh. Profily se nacházejí v severní části zájmového území; leží mimo hlavní zlomový svah. Prostorové rozmístění profilů dle kategorií znázorňuje obr. 5.1.



Obr. 5.2: Příklad profilu z kategorie 1. Pozn.: Vedlejší svislá osa označuje lokální sklon toku v ‰.

5.3.2 Profily kategorie 2

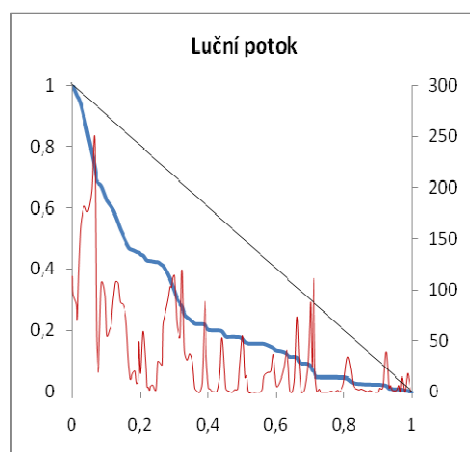
Kategorie 2 zahrnuje profily s méně výrazným konkávním průběhem, přičemž se v průběhu profilu nacházejí jen nevýznamné změny sklonu (obr. 5.3). Tyto změny jsou dány zejména horninovou nehomogenitou. Nedostatek dat o tektonice na polské straně území může u toků Mrožynky, Male Kamienne, Kamienice a Jagniecyho potoka ovlivnit prokazování vlivu tektoniky na profily. Výjimkou je stupeň v dolní části profilu Malé Kamienne. Profily této kategorie se nachází v sv. části zájmového území; výjimkou je profil Heřmanického potoka v severozápadní části území. Profily kategorie 2 se nachází v nevyvinutých a mladých údolích. Situaci přibližuje obr. 5.1.



Obr. 5.3: Příklad profilu z kategorie 2. Pozn.: Vedlejší svislá osa označuje lokální sklon toku v ‰.

5.3.3 Profily kategorie 3

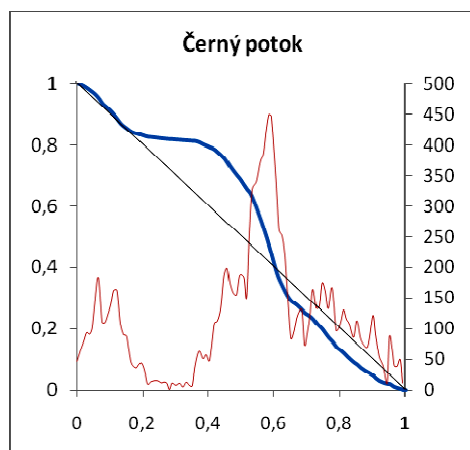
Profily kategorie 3 obsahují středně velké stupně (obr. 5.4). Rozmístění profilů znázorňuje Obr. 5.1. Příčina vzniku těchto stupňů je důsledkem horninové nehomogenity či tektonické aktivity. Profily Lužické Nisy a Lučního potoka mají v rámci kategorie 3 nejvýraznější tvar s několika stupni. Na základě vyhodnocení průběhu morfotektonických linií však tektonické ovlivnění není významné. Profily kategorie 3 jsou v zájmovém území rozmístěny především na jižním okraji Jizerských hor a na severozápadě tohoto území. Dá se předpokládat, že v oblasti probíhaly tektonické pohyby podobné intenzity.



Obr. 5.4: Příklad profilu z kategorie 3. Pozn.: Vedlejší svislá osa označuje lokální sklon toku v ‰.

5.3.4 Profily kategorie 4

V kategorii 4 jsou zpravidla zařazeny profily, jejichž průběh je ovlivněn tektonikou. Profily obsahují výrazné stupně a úseky se zvýšeným sklonem nacházející se v různých částech profilu (obr. 5.5). Výrazná konvexita profilů indikuje silný tektonický vliv. Tento názor je podpořen skutečností, že profily této kategorie se nacházejí zpravidla v litologicky homogenním území. U toku Jedlové není tektonický vliv přímo prokázán i přes výrazný průběh profilu. U profilu Jizerky je vyvinutí výrazného stupně před ústím do Jizery vázáno především na vyšší erozní schopnost Jizery. Profily tohoto charakteru se nacházejí v centrální a západní části zájmového území (viz Obr. 5.1). Do této kategorie spadá i profil Sloupského potoka. Profil překonává severní zlomový svah Jizerských hor, avšak anomálie jsou patrné hlavně z lokálního sklonu, nikoliv z celkového průběhu profilu. Proto byl profil zařazen do této kategorie. Podobná situace je u sousedního profilu Smědé. Podobný průběh má i profil Bílé Nisy.

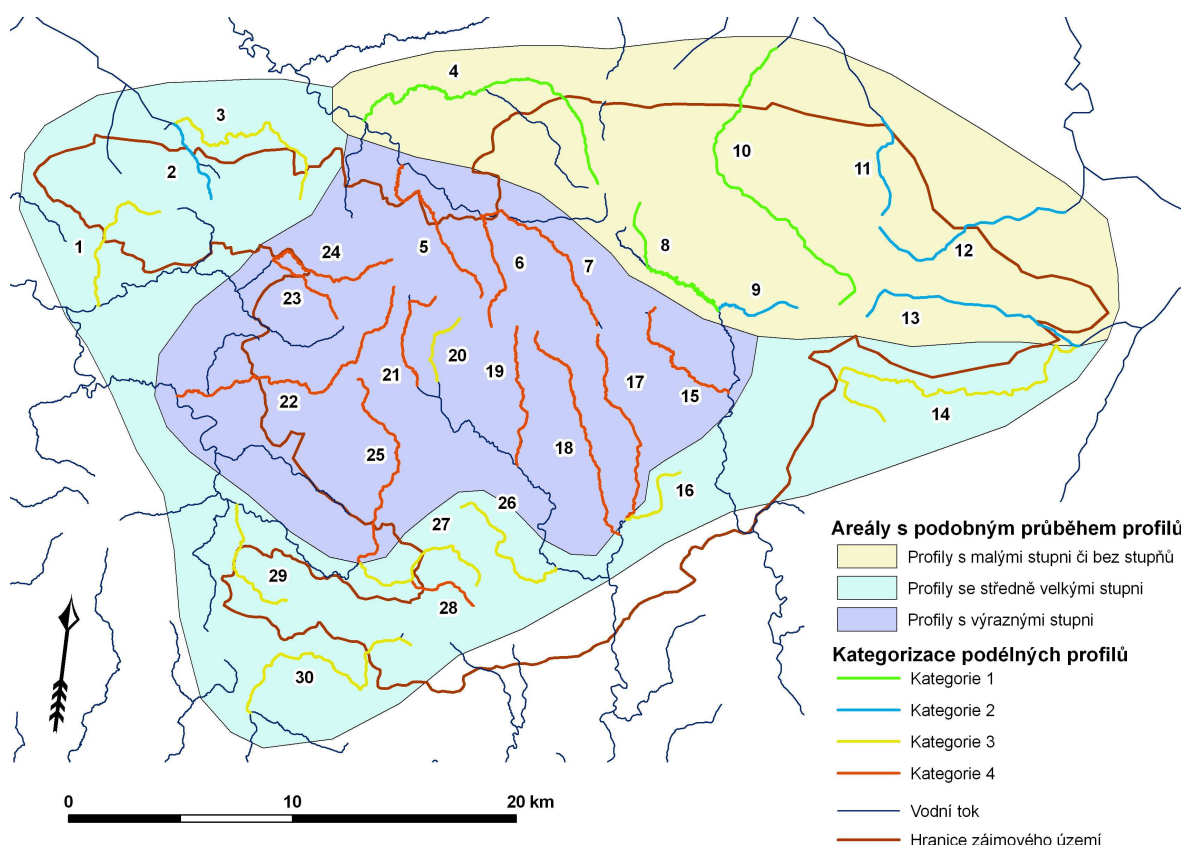


Obr. 5.5: Příklad profilu z kategorie 4. Pozn.: Vedlejší svislá osa označuje lokální sklon toku v ‰.

5.4 Oblasti s podobným průběhem podélných profilů

Na základě klasifikace podélných profilů lze zájmové území rozdělit do tří areálů, ve kterých je charakter podélných profilů podobný. Situaci objasňuje obr. 5.6. Kategorie profilů s nevýraznými stupni či bez stupňů se nacházejí na severním a severovýchodním okraji pohoří, zaujímá většinu polského území Jizerských hor. Jedná se o profily, na jejichž průběh má tektonika malý či žádný vliv. Vliv na anomálie v profilech má především horninová nehomogenita. Kategorie profilů se středně velkými stupni lemuje centrální partie pohoří z jihovýchodu, jihu a severozápadu. Vliv tektoniky na průběh profilů je vyšší. Kategorie

profilů s výraznými stupni zahrnuje západní část pohoří (povodí Jeřice, Bílé a Černé Nisy), severní zlomový svah a centrální partii české části Jizerských hor. Tektonické projevy mají na tvar profilů největší vliv. Z tohoto rozdělení profilů je zřejmé, že k nejintenzivnějším tektonickým pohybům docházelo právě v těchto oblastech, především v povodí Jeřice a na severním zlomovém svahu pohoří.



Obr. 5.6: Vymezení areálů s podobným průběhem podélných profilů. Pozn.: Čísla označují podélné profily, které jsou popsány u obr. 5.1.

5.5 Příčné profily

5.5.1 Příčné profily Bílé Nisy/Lužické Nisy

Nejvyššího zahloubení dosahují profily č. 1 a 2. Profil č. 1 má výraznější tvar písmene „V“, což značí rovnováhu hloubkové eroze a vývoje svahů. Index otevřenosti je nejnižší u profilu č. 1 (13,3). Tyto dva profily se nacházejí v oblasti s nejvyšším sklonem toku Bílé Nisy, který dosahuje až 160 ‰. Nad profilem č. 1 se na křížení dvou zlomů nachází stupeň. Lze tedy předpokládat, že úsek horního toku Bílé Nisy je vývojově mladý, což je doloženo nejvyšším zahloubením na profilech č. 1 a 2 v rámci celého zkoumaného toku. Zahloubení

činí 252 a 238 m. Je pravděpodobné, že horní část údolí Bílé Nisy se vyvíjela zpětnou erozí při tektonickém výzdvihu oblasti. Výrazněji jsou vyvinuty také profil č. 4 a 6 a zejména profil č. 5. Index otevřenosti dosahuje u profilu č. 5 hodnoty 14,8 tedy 3. nejnižší v rámci všech 12 příčných profilů. Profily č. 5 a 6 mají relativně vysoké zahloubení, a to 105 a 82 m. V oblasti profilů č. 4–6 také pravděpodobně docházelo k menším tektonickým výzdvihům. Zbývající profily neindikují tektonické ovlivnění.

5.5.2 Příčné profily Jizery

Na toku Jizery dochází k výrazným změnám v charakteru příčných profilů. Profily č. 1–3 jsou málo vyvinuté s plochým dnem a pozvolným přechodem do okrajových svahů. Nacházejí se v mělké tektonické sníženině Velké Jizerské louky. Jak bylo uvedeno výše, tyto profily mají také největší index otevřenosti. U těchto profilů je patrná asymetrie. S výjimkou profilu č. 7 se tato asymetrie vyskytuje u všech příčných profilů, které byly zkoumány. Pravostranné (orientované k severovýchodu) svahy údolí dosahují vyššího sklonu a jsou kratší než levostranné (orientované k jihozápadu) svahy. Výrazný neotektonický výzdvih Středního Jizerského hřbetu, jehož svahy spadají k severovýchodu do Velké Jizerské louky, je zmíněn v práci Migoń a Potocki (1996). Autoři se zmiňují o tektonickém založení tohoto svahu. Tento rys podporuje domněnku, že tektonický zdvih oblasti byl intenzivnější směrem k severovýchodu. Tektonické kry tedy mají obecně sklon k jihozápadu. Na profilu č. 4 je již patrné mírné zařezávání toku Jizery do podloží. Oblast výrazného zařezávání toku je patrná od profilu č. 5. Zejména profily č. 5, 6, 7 a 9 mají výrazný tvar písmene „V“, což značí intenzivní hloubkovou erozi na úkor vývoje svahů. Nejvíce je vyvinut profil č. 7, který dosahuje také nejvyššího zahloubení (194 m). Profily č. 5–10 dosahují nejnižšího indexu otevřenosti. Na základě charakteristik profilů č. 5–10 lze soudit, že oblast jihovýchodně od Velké Jizerské louky prodělala intenzivní výzdvih. O hlubokém erozním údolí mezi Velkou Jizerskou loukou a Kořenovem se zmiňovali již Balatka a Sládek (1965) a Pilous (2009). Tato domněnka je potvrzena morfotektonickou mapou. Pod profilem č. 5 tok Jizery překonává několik tektonických linií sudetského a krušnohorského směru.

5.5.3 Příčné profily Kamenice

Příčné profily Kamenice jsou typické vysokou mírou zahloubení, které se pohybuje mezi 80 a 294 m. Hodnoty indexu otevřenosti jsou tudíž relativně nízké (12,6–27,2). Typický profil tvaru písmene „V“ mají profily č. 3, 4 a 7. Nejvyšší míru hloubkové eroze toku indikuje výrazným profilem tvaru „V“ profil č. 7. Zbývající profily mají rozšířené údolní dno. Profily je možné rozdělit do dvou skupin na základě geologického podloží. Profily č. 1–4 probíhají relativně homogenním podložím, tvořeným granity (liberecký, jizerský, tanvaldský). Mají také nízké hodnoty indexu otevřenosti (12,7–16). U profilů č. 2 a 4 je největší míra zahloubení (256 a 232 m). Tyto dva profily navíc vykazují asymetrii svahů – pravostranné svahy (s orientací východ až severovýchod) dosahují většího sklonu. Předpokladem je tedy tektonický výzdvih v této oblasti, který měl podobný směr jako v případě oblasti toku Jizery na základě analýzy příčných profilů (viz výše). Příčné profily č. 1 a 3 mají opačnou asymetrii, avšak míra jejich zahloubení je podstatně nižší (182 a 80 m). Intenzivní tektonický výzdvih tedy probíhal spíše v oblasti profilů č. 2 a 4. U profilu č. 4 je míra zahloubení dána také překonáváním strukturního černostudničního hřbetu, které je usnadněno kontaktem granitu a krystalinika a také existencí zlomů sudetského a krušnohorského směru (Pilous, 2009). Profily č. 5–7 mají zahloubení 182–294 m. Intenzivní zařezávání toku u profilů č. 5–7 je dáno zejména horninovým podložím. Břidlice, fylity a svory jsou vůči fluvialní erozi náchylnější než granity na profilech č. 1–4. Tok Kamenice se epigeneticky zařezává do podloží metamorfitů, zatímco u profilů č. 2 a 4 se zařezává antecedentně.

5.5.4 Příčné profily Kwisý

V případě řeky Kwisý mají příčné profily č. 1–6 výrazný tvar písmene „V“ a dosahují zahloubení 263–334 m. Z vývoje příčných údolí na Kwise je patrné, že zejména dolní část výrazného údolí je tektonicky založena. O tektonickém původu údolí se zmiňoval již Oberc (1975). Geomorfologickým dokladem je existence visutých údolí na přítocích Kwisý, jejichž relativní výška je až 150 m (Migoń, 1995, Migoń a Potocki, 1996). Tvar profilů a jejich zahloubení jsou podpořeny relativně malými hodnotami indexu otevřenosti (12,1–18,9). Relativně vyrovnané hodnoty zahloubení koryta řeky a tvar příčných profilů jsou důsledkem tektonického postižení oblasti. Vliv tektoniky je patrný i z asymetrie profilů. Především na profilech č. 3, 5 a 6 je patrný větší sklon pravostranných svahů (s jihozápadní orientací).

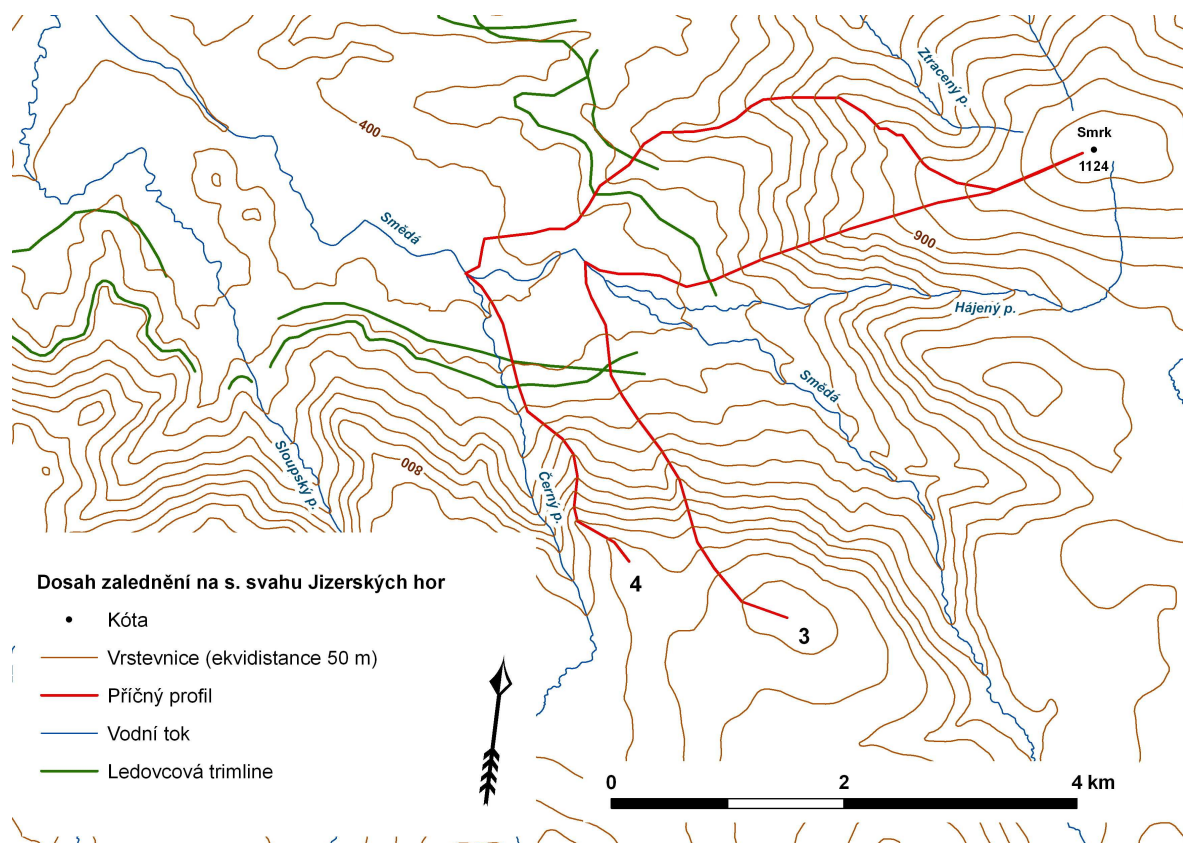
Pravostranné svahy jsou výrazně kratší a dosahují nižších nadmořských výšek než svahy levostranné. Je zřejmé, levý zlomový svah údolí je součástí kry, která se sklání k jihozápadu do Velké Jizerské louky. Tato skutečnost je v souladu s výzdvihem v oblasti horního toku Jizery, který byl intenzivnější směrem k severovýchodu (viz výše). Pravý svah údolí Kwisý má zřejmě také tektonické založení (Migoń a Potocki, 1996). Profil č. 7 se nachází již mimo výrazné údolí a má charakter širokého údolí s plochým dnem.

5.5.5 Příčné profily Smědé

Na toku Smědé byly zjištěny tři odlišné skupiny příčných profilů. Profily č. 1 a 2 mají výrazný tvar písmene „V“. Převládá zde výrazná hloubková eroze, což je reakce toku na neotektonický zdvih severního svahu Jizerských hor. Jak již bylo uvedeno výše, severní okrajový svah pohoří je nejintenzivněji tektonicky postiženou lokalitou v Jizerských horách. Profily č. 3 a 4 dosahují nejvyššího zahloubení v rámci všech konstruovaných profilů, a to 676 a 617 m. Situace je ovlivněna zmíněným intenzivním výzdvihem severních partií Jizerských hor. Tyto profily jsou význačné svým tvarem písmene „U“. Tvar profilů potvrzuje poznatky o dosahu kontinentálního zalednění do oblasti Jizerských hor. Dno profilu č. 3 se nachází v nadmořské výšce 406 m, zatímco u profilu č. 4 v nadmořské výšce 380 m (příloha B). Výrazný tvar údolí v tomto úseku je důsledkem přemodelování svahů v oblasti maximálního výškového dosahu kontinentálního zalednění. Lze tedy předpokládat, že kontinentální ledovec dosáhl nadmořské výšky několik desítek m nad 400 m n. m. V pravé části profilů č. 3 a 4 jsou patrné malé změny v průběhu profilu. Obě nerovnosti se nacházejí v nadmořské výšce cca 470 m n. m. Tato skutečnost je v souladu s hypotézami Černé (2011), která zásah zalednění klade do podobné nadmořské výšky. Situace je znázorněna na Obr. 5.7. Je však nutné si uvědomit, že nadmořská výška trimline je jen přibližná a obsahuje toleranci v řádech desítek metrů na obě strany. Shoda profilů s trimline tak může být náhodná. Na tvar profilů č. 3 a 4 má vliv také zasedimentování údolního dna a následný vznik říčních akumulačních teras.

V části profilů č. 3 a 4 znázorňující dno údolí je patrný recentní erozní zářez toku Smědé, jež má tvar písmene „V“ a dokazuje erozní aktivitu toku po ústupu pleistocénního zalednění. Přibližná hloubka těchto zářezů je 20 m. Příčné profily č. 5–9 jsou méně výrazně vyvinuty. Profil č. 5 má zřetelný tvar písmen „V“. Výraznější zařiznutí toku zde může být způsobeno lokálně méně odolnými svory a fylity. Zbývající příčné profily mají neckovité dno,

které přechází do údolí s nevýrazným tvarem písmene „U“. Nevýrazný zářez neckovitého dna je (podobně jako zářez ve tvaru písmene „V“ u profilů č. 3 a 4) výsledkem erozní činnosti toku po ústupu pleistocénního zalednění. V tomto úseku však již převažuje boční eroze nad hloubkovou, poněvadž oblast nebyla tektonicky postižena. Je zřejmé, že během pleistocénního zalednění byla oblast profilů č. 5–9 značně přemodelována.



Obr. 5.7: Dosah kontinentálního zalednění na severním svahu Jizerských hor. Zdroj: Černá (2011).

6. ZÁVĚR

Podélné profily byly klasifikovány do čtyř kategorií dle tvaru profilu. V průběhu 20 profilů se nachází alespoň jedna anomálie, způsobená překonáváním tektonické poruchy vodním tokem. Profily tektonicky nejvíce postižené se nachází především na severozápadním (povodí Jeřice) a severním (povodí Smědé) tektonickém svahu Jizerských hor. V obou lokalitách je také největší hustota říční sítě, jejíž hodnota dosahuje hodnot kolem 3 km/km². Závislost hustoty říční sítě na hustotě tektonických poruch byla prokázána právě v oblasti severního a severozápadního svahu Jizerských hor (obr. 4.6 a 4.7). Nejméně jsou tektonikou ovlivněné podélné profily Jizery, Kwisy a Lomnice. Centrální část Jizerských hor se vyznačuje horninovou homogenitou, která zpravidla nemá na tvar podélných profilů vliv. Litologie podloží ovlivňuje tvar podélných profilů především v polské části Jizerských hor a také v Albrechtické vrchovině (obr. 5.1). Na Černé říčce, Malé Jeřici a Jizerce se v profilu projevuje větší erozní schopnost hlavního toku (obr. 5.1). Je nutné zdůraznit, že posuzování stupňů v profilech je do jisté míry subjektivní záležitostí. I přesto, že několik stupňů v profilech má zřejmý původ, existuje velké množství stupňů, které vznikly bez známých příčin. Slabinou vyhodnocování podélných profilů je především nedostatečný podklad s tektonickými poruchami, který vychází z morfotektonických poměrů území (Lysenko, 2005).

Tektonické pohyby se projeví zejména na tvaru příčných profilů Kwisy, Jizery a Smědé. Příčné profily na toku Kwisy mají typický tvar písmene “V” a jsou dokladem existence údolí s tektonicky založenými svahy. Vývoj průlomového údolí Jizery pod soutokem s Jizerkou je patrný z výrazného zařínutí příčných profilů. Z tvaru příčných profilů na území Velké Jizerské louky je zřejmý úklon tektonických ker směrem k jihozápadu. Charakter profilů na toku Smědé je dokladem vysoké intenzity hloubkové eroze při překonávání severního zlomového svahu tímto tokem. Z profilů č. 3 a 4, které mají tvar písmene “U”, je patrné přemodelování svahů kontinentálním zaledněním.

Porovnáním průběhu toku Jizerky a horní Jizery v letech 1938 a 2012 bylo zjištěno, že nejdynamičtější částí toku byl úsek Jizera 2, kde došlo k posunu říčního koryta až o 38,3 m. Intenzita boční eroze na sledovaných úsecích se pohybuje maximálně v intervalu 0,2–0,5 m/rok. Roční intenzita boční eroze v porovnání s ostatními studiemi vodních toků (Teisseyre 1990, Hooke, 1995, Trnčák, 2012, Skalická, 2008) existujících v podobných podmínkách není mimořádná a dosahuje spíše nižších hodnot.

7. POUŽITÉ ZDROJE

7.1 Literatura

BALATKA, B. (1965): Jizerské hory. In: Demek, J. (ed.): Geomorfologie českých zemí. Nakladatelství ČSAV, Praha, 94–96.

BALATKA, B. (2009a): Horopis Jizerských hor. In: Karpaš, R. (ed.): Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě. 1. vyd., Nakl. RK, Liberec, 258–266.

BALATKA, B. (2009b): Geomorfologické poměry Jizerských hor. In: Karpaš, R. (ed.): Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě. 1. vyd., Nakl. RK, Liberec, 267–296.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962): Říční terasy v českých zemích. 1. vyd., Geofond v Nakladatelství ČSAV, Praha. 578 s.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1965): Pleistocénní vývoj údolí Jizery a Orlice. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 75, Praha. 84 s.

BÍL, M., MÁČKA, Z. (1999): The Influence of River Network Arrangement on Values of Geotectonic Indices (On the Example of the Oslava River Basin). Moravian Geographical Reports 7, 1, 13–17.

BORSKÁ, J. (2008): Změny údolní sítě Železných hor. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 126 s.

BULL, W. B., McFADDEN, L. D. (1977): Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D. O. (ed.): Geomorphology in Arid Regions. State University of New York at Binghamton, 115–138.

BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S. (2001): Tectonic Geomorphology. 1. vyd., Blackwell Scientific, Oxford, 270 s.

CROSBY, B. T., WHIPPLE, K. X. (2006): Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology 82, 1–2, 18–36.

CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. 1. vyd., Moravské zemské muzeum, Brno, 238 s.

ČERNÁ, B. (2011): Reconstruction of the continental glaciation in the northern slope of the Jizera Mts. Sbor. geol. věd – Antropozoikum 27, 23–38.

DEMEK, J. BALATKA B., BUČEK, A., CZUDEK, T., DĚDEČKOVÁ, M., HRÁDEK, M., IVAN, A., LACINA, J., LOUČKOVÁ, J., RAUŠER, J., STEHLÍK, O., SLÁDEK, J., VANĚČKOVÁ, L., VAŠÁTKO, J. (1987): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR. 1. vyd., Academia, Brno. 584 s.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P., BALATKA, B., BUČEK, A., CIBULKOVÁ, P., CULEK, M., ČERMÁK, P., DOBIÁŠ, D., HAVLÍČEK, M., HRÁDEK, M., KIRCHNER, K., LACINA, J., PÁNEK, T., SLAVÍK, P., VAŠÁTKO, J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. 2. vyd., Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno. 582 s.

DEMOULIN, A. (1998): Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24, 2–3, 189–208.

DOUGLASS, J., SCHMEECKLE, M. (2007): Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. *Geomorphology* 84, 1–2, 22–47.

DUTHOU, J. L., COUTURIE, J. P., MIERZEJEWSKI, M. P., PIN, C. (1991): Next dating a granite sample from the Karkonosze Mountains using the Rb/Sr whole rock isochron method. *Przegląd Geologiczny* 39, 2, 75–79.

HARBOR, D., BACASTOW, A., HEATH, A., ROGERS, J. (2005): Capturing Variable Knickpoint Retreat in the Central Appalachians, USA. *Geographia Fisica e Dinamica Quaternaria* 28, 1, 23–36.

HARTVICH, F. (2005): Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. Sborník ze semináře "Stav geologických a geomorfologických výzkumů Šumavy a přilehlých pohoří v roce 2005." *Miscellanea Geographica* 11, 13–30.

HAYAKAWA, Y. S., OGUCHI, T. (2009): GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. *Geomorphology* 111, 1–2, 27–37.

HOOKE, J. M. (1995): River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* 14, 235–253.

CHALOUPSKÝ, J. (1989a): Základní rysy geologické stavby krystalinika Krkonoš a Jizerských hor. In: Chaloupský, J. (ed.): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. 1. vyd., Academia, Praha, 13–32.

CHALOUPSKÝ, J. (1989b): Prekambrium a starší paleozoikum. In: Chaloupský, J. (ed.): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. 1. vyd., Academia, Praha, 36–148.

CHMAL, H., TRACZYK, A. (1998): Postglacialny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. In: Sarosiek, J., Štursa, J. (Eds.): *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Przesiece*, 15. – 18. 10. 1997. *Acarus, Poznań*, 81–87.

KABAŁA C., CHODAK T. (2000): General characteristic of the environment of southwestern Poland and the description of typical soil profiles. Intern. Symp.: Comparison of Polish and German Soil Classification Systems for Soil Cartography of the Mountain and Sub-Mountain Areas. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 93, 51–58.

KASPRZAK, M., TRACZYK, A. (2011): Rzeźba i rozwój doliny Izery w Sudetach Zachodnich. *Opera Corcontica* 48, 7–34.

KLOMÍNSKÝ, J. (1969): Krkonošsko-jizerský granitoidní masiv. *Sbor. Geol. věd, řada Geologie*, 15, 7–132.

KLOMÍNSKÝ J., ADAMOVÁ, M., BĚLOHRADSKÝ, V., BURDA, J., KACHLÍK, V., LOCHMANN, Z., MANOVÁ, M., NEKOVAŘÍK, Č., NÝVLT, D., ŠALANSKÝ, K. (2004): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR v měřítku 1 : 25 000. List 03–143 Liberec. 1. vyd., ČGÚ, Praha. 38 s.

KLOMÍNSKÝ, J. (2005): Geologie západní části krkonošsko-jizerského masivu. In: Klomínský, J. (ed.): *Geologická a strukturní charakteristika granitoidů z vodárenských tunelů v Jizerských horách*. ČGS - SÚRAO, Praha. 159 s. + 7 příl.

- KLOMÍNSKÝ, J., BĚLOHRADSKÝ, V., FEDIUK, F., SCHOVÁNEK, P. (2005): Vratlavický zlom – Nový odkryv u Liberce v severních Čechách. In: Zprávy o geologických výzkumech v roce 2004. ČGÚ, Praha, 35–38.
- KLOMÍNSKÝ, J., JARCHOVSKÝ, T., RAJPOOT, G. S. (2010): The Atlas of Plutonic Rocks and Orthogneisses in the Bohemian Massif: 4. Lugicum. 1. vyd., ČGS, Praha. 78 s.
- KNOTEK, Z. (2009): Geologie Jizerských hor. In: Karpaš, R. (ed.): Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě. 1. vyd., Nakl. RK, Liberec, 106–141.
- KODYM, O. (1961): Saxonské vrásnění a s ním spjatý vulkanismus. In: Buday, T. (ed.): Tektonický vývoj Československa. 1. vyd., ÚÚG, ČSAV, Praha, 150–154.
- KOPECKÝ, A. (1970): Neotektonický vývoj severních a severovýchodních Čech. Věstník ÚÚG 45, 6, 339–346.
- KOZDRÓJ, W., KRENTZ, O., OPLETAL, M., CAJZ, V., CYMERMAN, Z., HORNA, F., KACHLÍK, V., PROUZA, V., VALEČKA, J., WALTER, H. (2001): Comments on the Geological Map Lausitz – Jizera – Karkonosze (without Cenozoic sediments) 1 : 100 000. – SLUG Freiberg, PIG Warszawa, ČGÚ Praha, 64 s. + 3 listy map.
- KRÁL, V. (1985): Zarovnané povrchy České vysočiny. 1. vyd., Academia, Praha. Studie ČSAV, 10, 85. 76 s.
- KRÁLÍK, F., SEKYRA, J. (1989): Kvartérní sedimenty. In: Chaloupský, J. (ed.): Geologie Krkonoš a Jizerských hor. 1. vyd., Academia, Praha, 161–171.
- KRÖNER, A., HEGNER, E., HAMMER, J., HAASE, G., BIELICKI, K. H., KRAUSS, M., EIDAM, J. (1994): Geochronology and Nd–Sr systematics of Lusatian granitoids – significance for the evolution of the Variscan orogen in East-Central-Europe. Geologische Rundschau 83, 2, 357–376.
- KRZYSZKOWSKI, D., STACHURA, R. (1997): Neotectonically controlled fluvial features, Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts, southwestern Poland. Geomorphology 22, 1, 73–91.
- KUDRNOVSKÁ, O. (1975): Morfometrické metody a jejich aplikace při fyzickogeografické regionalizaci. Studia Geographica 45. Geografický ústav ČSAV, Brno, 282 s. + 3 přílohy.

- LARUE, J. P. (2008): Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology* 93, 1–2, 343–367.
- LINHARTOVÁ, I., ZBOŘIL, A. (2006): Charakteristiky vodních toků a povodí ČR. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha, 150 s.
- LOCHMANN, Z. (1958): Geomorfologie sz. části Frýdlantského výběžku. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 63, 11–128.
- LYSENKO, V. (2005): Morfotektonická analýza západní části krkonošsko-jizerského masivu. In: Klomínský, J. (ed.): Geologická a strukturní charakteristika granitoidů z vodárenských tunelů v Jizerských horách. ČGS - SÚRAO, Praha. 159 s. + 7 příl.
- MAZUR, S. (1995) Structural and metamorphic evolution of the country rocks at the eastern contact of the Karkonosze granite in the southern Rudawy Janowickie Mts and Lasocki Ridge. *Geologia Sudetica*, 29, 31–98.
- MAZUR, S., KRYZA, R. (1996): Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze–Izera Block, NE Bohemian Massif. In: Oncken, O., Janssen, C. (eds.): Basement Tectonics 11. Europe and Other Regions. Proc. 11th Int. Conf. on Basement Tectonics, Potsdam, Kluwer, Dordrecht: 51–66.
- MAZUR, S., ALEKSANDROWSKI, P. (2001): Tepla (?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences* 90, 2, 341–360.
- MAZUR, S., ALEKSANDROWSKI, P., KRYZA, R., OBERC-DZIEDZIC, T. (2006): The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly* 50, 89–118.
- MERRITS, D., VINCENT, K. R. (1989): Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Medocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 101, 11, 1373–1378.
- MIGOŃ, P. (2005a): Regiony fizycznogeograficzne. In: Fabiszewski, J. (ed.): *Przyroda Dolnego Śląska*. 1. vyd. Polska Akademia Nauk, Wrocław, 19–37.

MIGONĚ, P. (2005b): Rozwój rzeźby terenu. In: Fabiszewski, J. (ed.): Przyroda Dolnego Ślaska. 1. vyd. Polska Akademia Nauk, Wrocław, 135–170.

MIGONĚ, P., PILOUS, V. (2007): Geomorfologie. In: Šmatlák, J., Zykánová, J. (eds.): Krkonoše. Příroda, historie, život. 1. vyd., Baset, Praha, 103–124.

MIGONĚ, P. (1995): Geomorfologiczne kriteriá identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. Prz. Geol., 43, 1, s. 29–36.

MIGONĚ, P., POTOCKI, J. (1996): Rozwoj morfotektoniczny centralnej części Gor Izerskich. Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., Seria A, Geografia Fizyczna, 8, 69–79.

MOL, J., VANDENBERGHE, J., KASSE, C. (2000): River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33, 3–4, 131–148.

MORCH, V. (1958): Geomorfologie střední části frýdlantského výběžku. Sborník Československé společnosti zeměpisné 63, 309–322.

MRÁZOVÁ, Š., ADAMOVÁ, M., BURDA, J., KNĚSL, I., KLOMÍNSKÝ, J., LOCHMANN, Z., MANOVÁ, M., NEKOVARĚK, Ć., NÝVLT, D., ŠALANSKÝ, K. (2001): Vysvětlivky k základní geologické mapě ĆR 1 : 25 000. List 03–144 Tanvald. 1, vyd. ĆGÚ, Praha. 48 s.

MRÁZOVÁ, Š., LYSENKO, V., MANOVÁ, M., KLOMÍNSKÝ, J. (2002): Morfotektonická analýza území ĆHKO Jizerské hory - Přípravná studie pro geologické mapování 1:25 000. Etapová zpráva za výzkum v roce 2002. ĆGS, Praha. 37 s.

NÝVLT, D. (2000): Geomorphological aspects of glaciation in the Oldřichov Highland, Northern Bohemia, Czechia. Acta Universitatis Carolinae, Geographica 35, Supplement, 171–183.

NÝVLT, D. (2003): Reconstruction of continental glaciation in the Oldřichov Highland: co-operation of geomorphology and other research methods. In: Mentlík, P. (ed.): Geomorfologický sborník 2, Západočeská Univerzita, Plzeň, 171–175.

OBERC, J. (1975): Neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego. In: Liszkowski, J., Stochlak, J. (eds.): Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: Materiały I. Krajowego Sympozjum, Warszawa. 1. wyd., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 301 s.

PENCK, W. O. (1925): Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Gesellschaft für Erdkunde, 81–108.

PILOUS, V. (2008): Pramen Jizery – nekonečný příběh? Krkonoše – Jizerské hory 41, 11/12, 5–8/24–25.

PILOUS, V. (2009): Říční tvary a procesy v Jizerských horách. In: Karpaš, R. (ed.): Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě. 1. vyd., Nakl. RK, Liberec, 418–423.

PLANT, J., WHITTAKER, A., DEMETRIADES, A., DE VIVO, B., LEXA, J. (2005): The geological and tectonic framework of Europe. In: Salminen, R. (ed.): Geochemical atlas of Europe. 1. vyd., Geological Survey of Finland, Espoo, 17–36.

QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. 1. vyd., ČSAV, Brno, 73 s. Příloha: mapa klimatických oblastí ČSSR 1 : 500 000, Geografický ústav ČSAV Brno, 1970.

ROE, G. H., MONTGOMERY, D. R., HALLET, B. (2002): Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology* 30, 2, 143–146.

SKALICKÁ, J. (2008): Geomorfologické změny meandrujícího koryta Tiché Orlice v historické době. Diplomová práce. Geografický ústav, Přírodovědecká fakulta MU, Brno, 84 s. a 3 příl.

SKRZYPEK, G., BARANOWSKA-KĄCKA, A., KELLER-SIKORA, A., JĘDRYSEK, M. O. (2009): Analogous trends in pollen percentages and carbon stable isotope composition of Holocene peat - Possible interpretation for palaeoclimate studies. *Review of Palaeobotany and Palynology* 156, 507–518.

SOBIK, M., BŁAŚ, M. (2010): Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne. In: P. Migoń (ed.), Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego* 14, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 35–80.

STARKEL, L. (2003): Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2189–2198.

STRAHLER, A. N. (1957): Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions - American Geophysical Union* 38, 6, 913–920.

ŠALANSKÝ, K., KLOMÍNSKÝ, J., FEDIUK, F., MRÁZOVÁ, Š. (2001): Bazaltoidy v krkonošsko-jizerském masivu – nové výskyty. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000*. ČGÚ, Praha, 108–111.

ŠTEFÁČEK, S. (2008): *Encyklopedie vodních toků Čech, Moravy a Slezska*. 1. vyd. Baset, Praha. 744 s.

ŠTEKL, J., BRÁZDIL, R., KAKOS, V., JEŽ, J., TOLASZ, R., SOKOL, Z. (2001): Extrémní denní srážky na území České republiky v období 1879-2000 a jejich synoptické příčiny. ČHMÚ, Praha. Národní klimatický program České republiky, sv. 31, 140 s.

TEISSEYRE, A. K. (1990): Dynamika sudeckich rzek zwirodennyh w zimnej połowie roku. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1056, *Prace Instytutu Geograficznego* A4, 119–142.

TESAŘ, M., PACZOS, A. (2009): Vodní toky Jizerských hor. In: Karpaš, R. (ed.): *Jizerské hory. O mapách, kamení a vodě*. 1. vyd., Nakl. RK, Liberec, 386–403.

TOLASZ, R., MÍKOVÁ, T., VALERIÁNOVÁ, A., VOŽENÍLEK, V. (2007): *Atlas podnebí Česka*. 1. vyd., ČHMÚ, Praha, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc. 255 s.

TOMÁŠEK, M. (2003): *Půdy České republiky*. 3. vyd., ČGS, Praha. 68 s., 41 barevných příloh, 1 mapa.

TRNČÁK, L. (2012): *Analýza změn krajinného pokryvu nivy Morávky*. Diplomová práce. Institut geoinformatiky, Hornicko-geologická fakulta VŠB, Ostrava, 105 s.

VANDENBERGHE, J. (2008): The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275–284.

VLČEK, V., KESTŘÁNEK, J., KRÍŽ, H., NOVOTNÝ, S., PÍŠE, J. (1984): Vodní toky a nádrže. Zeměpisný lexikon ČSR. 1. vyd., Academia, Praha, 316 s.

WOJTUŇ, B., MATUŁA, J., TOMASZEWSKA, K., ŻOŁNIERZ, L. (2000): Ochrona torfowisk w Górach izerskich. *Opera Corcontica* 37, 596–601.

ZAPROWSKI, B. J., EVENSON, E. B., PAZZAGLIA, F. J., EPSTEIN, J. B. (2001): Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology* 29, 6, 447–450.

ŽELAŽNIEWICZ, A., FANNING, CH. M., ACHRAMOWICZ, S. (2009): Refining the granite, gneiss and schist interrelationships within the Lusatian–Izera Massif, West Sudetes, using SHRIMP U-Pb zircon analyses and new geologic data. *Geologia Sudetica* 41, 67–84.

ŽÁK, J., VYHNÁLEK, B., KABELE, P. (2006): Is there a relationship between magmatic fabrics and brittle fractures in plutons? A view based on structural analysis, anisotropy of magnetic susceptibility and thermo-mechanical modelling of the Tanvald pluton (Bohemian Massif). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 157, 286–310.

7.2 Elektronické zdroje

ArcČR500 1 : 500 000. ARCDATA PRAHA, s.r.o., Praha, 1998, Český úřad zeměměřický a katastrální, Praha, 1996.

AOPK ČR. [online]. [cit. 8. 3. 2012]. Dostupné z: <www.ochranaprirody.cz>.

Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD). Ver. 2.0. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, 2006.

Digitální model území 1:25 000 (DMÚ 25). Listy M-33-42-B-d, D-b, M-33-43-A-b, c, d, B-a, c, C-a, b, c, d, D-a, b, c, d. Ver. 3.0. Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, Dobruška, Ministerstvo obrany ČR, Praha, Český úřad zeměměřický a katastrální, Praha, 2009.

Geologická a geomorfologická mapa. Ver. 1.3.0. CENIA, Česká informační agentura životního prostředí, Praha, 2011.

Odvozený letecký měřický snímek. Snímky č. 1938_00172, 1938_00174, 1938_00201, 1938_00300, 1938_00302 a 1938_09731. Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, Dobruška, 2012.

Ortofotomapa aktuální. Ver. 1.3.0. CENIA, Česká informační agentura životního prostředí, Praha, GEODIS, Brno, 2012.

Potenciální přirozená vegetace. Ver. 1.3.0. CENIA, Česká informační agentura životního prostředí, Praha, 2011.

Cyfrowa mapą warstwicową 1 : 25 000. Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej, Warszawa, 2009.

7.3 Mapové podklady

BERG, G. (1925): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Wigandsthal-Tafelfichte. 1 : 25 000. Berlin, Berliner Litographisches Institut.

BERG, G., AHRENS, W. (1925): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Friedeberg am Queiss. 1 : 25 000. Berlin, Berliner Litographisches Institut.

CHALOUPSKÝ, J. (1988): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 03-14 Liberec. ÚÚG, Praha.

CHALOUPSKÝ, J. (1990): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 03-12, 03-11 Frýdlant. ÚÚG, Praha.

COUBAL, M. (2001): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 03-32 Jablonec nad Nisou. ČGÚ, Praha.

DOMEČKA, K., POSPÍŠIL, J. (2001): Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 03-13 Hrádek nad Nisou. ČGÚ, Praha.

KLOMÍNSKÝ, J. (2006): Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000. List 03-322 Jablonec n. Nisou. Geologické mapy 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami. ČGS, Praha. 57 s.

KLOMÍNSKÝ, J. (2006): Základní geologická mapa ČR. List 1 : 25 000 03-143 Liberec. Geologické mapy 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami. ČGS, Praha. 70 s.

NEUHÄUSLOVÁ, Z., MORAVEC, J., CHYTRÝ, M., SÁDLO, J., RYBNÍČEK, K., KOLBEK, J., JIRÁSEK, J. (1997): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky 1 : 500 000. Botanický ústav AV ČR, Průhonice.

MRÁZOVÁ, Š., KLOMÍNSKÝ, J., SCHOVÁNEK, P. (2006): Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000. List 03-144 Tanvald. Geologické mapy 1 : 25 000 s textovými vysvětlivkami. ČGS, Praha. 33 s.

MRÁZOVÁ, Š., ŠTĚPÁNEK, P. (2007): Základní geologická mapa ČR 1 : 25 000. List 03-233 Harrachov. Základní geologické mapování ČR 1 : 25 000. ČGS, Praha.

7.4 Použité programy

ESRI ArcMap 10, 2010.

ESRI ArcCatalog 10, 2010.

MS Office Excel, 2007.

Grapher – verze 4.02, 2003.